

Geologische Beschreibung der Laasergruppe.

Von W. Hammer.

Mit 4 Tafeln (Nr. XIV [I]—XVII [IV]) und 5 Zinkotypen im Text.

Als Laasergruppe wird hier jener Teil der Ortleralpen angesehen, der durch das Martelltal und das Suldental aus jenen herausgeschnitten ist und durch diese tiefen Talfurchen — das Etschtal ist seine Nordgrenze — eine orographisch sehr selbständige Stellung erhält. Am Madritschjoch, wo die Wasser jener beiden Täler sich scheiden, hängt die Gruppe durch den Eisseekamm mit dem Hauptkamme der Ortleralpen zusammen. Es ist ein rauhes Hochgebirge; ein mächtiger Gletscher ist mitten drinnen eingebettet und zahlreiche kleinere umgeben ihn; alle Hauptgipfel ragen über 3000 *m* hoch empor und auch die schroffelsigen, Vorgipfel die das Etschtal beherrschen, reichen noch nahe an diese Höhe; menschliche Siedelungen sind nur am Rande herum zu treffen. Form, Farbe und auch das Pflanzenkleid der Berge spiegeln deutlich den Untergrund wider. Der Quarzphyllit bietet den Pflanzen lockeren Boden, sanftere Hänge, um sich auszubreiten und auch die Hochgipfel lassen auf weithin an ihren sanfteren Formen den Phyllit erkennen, während die Granitgipfel der Angelusgruppe kahl und in steilen Wänden heraustreten. Auf weithin tritt die lichte Jennewand als Kalkberg aus den dunklen Schiefem hervor.

Die beigegebene Kartenskizze soll unter Weglassung vieler Einzelheiten (besonders auch rücksichtlich des Diluviums) einen Überblick über das Gebiet geben.

Geologisch aufgenommen wurde die Laasergruppe, ebenso wie die umliegenden Gebirge zuerst von G. Stache, abgesehen von den Arbeiten des geognostisch-montanistischen Vereines für Tirol und Vorarlberg (Senger 1840). Staches Ergebnisse sind niedergelegt in der Abhandlung über die Eruptiv- und Massengesteine der Cevedalegruppe im Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879; kleinere Notizen in den Verhandl. k. k. geol. R.-A. 1876 und 1877. Seither sind nur die Laaser Marmore noch einmal Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchung geworden durch Weinschenk (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903, pag. 131) und durch Lindemann (Neues Jahrb. f. Min. etc. 1904, pag. 197)¹⁾.

¹⁾ Nach Abschluß der vorliegenden Arbeit ist von P. Termier im Bulletin de la Société géologique de France 1906, pag. 209, eine Arbeit, betitelt: „Les Alpes entre le Brenner et la Valteline“ erschienen, in der in Kürze auch von der Laasergruppe die Rede ist. Betreffs der Bezeichnung der Angelusaugengneise als Sericit-

Der Verfasser hat in den Jahren 1903 und 1904 im Auftrage der geologischen Reichsanstalt eine Neuaufnahme (im Maßstabe 1:25.000) durchgeführt und legt nun hier die Ergebnisse derselben vor. Die dazugehörige Karte erscheint in dem österreichischen geologischen Kartenwerke (1:75.000) in einer der folgenden Lieferungen.

Die Darstellung wird im nachfolgenden in der Weise gegeben, daß zuerst die vorkommenden Gesteinsarten, ihre Verbreitung und ihr gegenseitiges Verhältnis beschrieben werden und dann ihre Lagerung.

Der Altersreihe nach stelle ich die kristallinen Schiefer in vier Gruppen zusammen:

1. Gruppe der Phyllitgneise,
2. Gruppe der Laaser Glimmerschiefer,
3. Quarzphyllitgruppe,
4. Gruppe der gipsführenden, serizitischen Schiefer.

Die vierte dieser Gruppen ist nur am Rande der Gebirgsgruppe, bei Prad, in geringer Ausdehnung entwickelt und wird nur anhangsweise der Vollständigkeit halber angeführt.

Daran reihen sich dann die jungen Sedimente an und am Schluß der Gesteinsbeschreibungen sind die granitischen Eruptiva abgeschlossen.

quarzite mit großen Feldspatkernen sei auf die hier gegebene Darlegung ihres Eruptivgesteinscharakters verwiesen. Termier stellt die Quarzphyllite der Laasergruppe (und des Ulten—Vintschgauer Kammes) zur „Kalkphyllitgruppe“, in der die Laaser Marmore liegen. Tatsächlich entsprechen sie aber den Casannaschiefern der Val Zeburu und die Laaser Schichten nehmen, wie Termier selbst vermutet, eben eine „intermediäre“ Stellung zwischen Quarzphyllit (Cassanaschichten) und „altem Gneis“ ein. Dementsprechend ist auch Termiers Annahme, daß die Cipolline am Suldenferner und in der Val Zeburu den Laaser Marmoren entsprechen, irrtümlich: die ersteren setzen sich im Martelltale bis zur Zufrittspitze hinüber fort und gehören dem Quarzphyllit an, letztere der Glimmerschiefergruppe („Kalkphyllitgruppe“).

Die Grundlagen der Tektonik Termiers können an der Hand dieses engeren Gebietes nicht beurteilt werden. Betreffs der durchaus falschen Darstellung der Laasergruppe aber verweise ich auf die Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt 1906, Nr. 6, wo ich dies in der „Vorläufigen Mitteilung über die Neuaufnahme der Ortlergruppe“ näher auseinandergesetzt habe.

Ähnlich wie Termier stellt auch Fr. Frech in seinem „Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen etc.“ (Wiss. Ergänzungshefte z. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereines, II. Bd., 1. Heft, pag. 71) die Laaser Schichten und die Quarzphyllite des südlichen Teiles gleich und dementsprechend auch die in beiden auftretenden Marmore. Betreffs F. Frechs Anführung der „Gneismasse der Laaserlernergruppe“ ist zu bemerken, daß die Augengneise, welche F. Frech an den Kämmen der Vertainspitzen und des Angelus etc. fand, keine „porphyrische Randfazies“ sind, sondern daß die Augengneisstruktur sich in allen Teilen dieser Granitmassen mehr oder weniger vorfindet. Im übrigen befaßt sich — dem Gegenstande der Arbeit entsprechend — der Verfasser nicht näher mit der Laasergruppe.

I. Gruppe der Phyllitgneise.

Schiefergneis und quarzitische Gesteine.

Die tiefstliegenden Gesteine der Laasergruppe gehören der Phyllitgneisgruppe an (Staches Gneisphyllitgruppe). Ihre Ausbildung ist ganz ähnlich wie in den nördlichen Ultentaleralpen, größtenteils sind es Gesteine von sehr unausgesprochenem Charakter, die zwischen Gneis, Glimmerschiefer und Phyllit hin und her schwanken, aber durch den allverbreiteten Feldspatgehalt und durch das Auftreten echter Paragneise (gemeiner zweiglimmeriger Gneis), welche, durch Übergänge mit den anderen Schieferen verbunden, horizontweise in ihnen hervortreten, die Bezeichnung als Gneise rechtfertigen. Diese gemeinen Gneise sind hier aber seltener als in den Ultentaleralpen und die eigentlichen Phyllitgneise überwiegen weitaus; jene treten am untersten Gehänge ober Göflan bis gegen Laas hinüber auf und sind hier als quarzreiche, zweiglimmerige, feinkörnige Gneise entwickelt, die ebenplattig brechen und dem Gneis an der Töll bei Meran im petrographischen Charakter nahestehen. Häufig gehen eigentliche quarzitische Gesteine aus den Schiefergneisen durch Überhandnehmen des Quarzes hervor, die auf längere Strecken hin zu verfolgen sind. Doch sind es gewöhnlich nicht reine Quarzite, sondern glimmerhaltige Quarzitschiefer, die dann durch Übergänge mit jenen oben genannten feinkörnigen Gneisen zusammenhängen.

Solche Gesteine bilden das steile Gehänge zunächst ober dem Bad Schgums und kommen westlich davon bei der Tschengelsburg wieder unter der Moränendecke zum Vorschein. Am meisten aber finden sie sich an der Grenze gegen die Laaserglimmerschiefer vom Laasertal bis zum Tschrinbach fast durchaus; ebenso auf der „Unteren Alpe“ am Nordfuß der Jennewand.

Der Umstand, daß die Laaser Schichten (Gruppe der Laaser Glimmerschiefer) manchenorts ganz die Gesteinstracht der Phyllitgneise annehmen, macht eine Trennung beider oft sehr schwer und erhöht die Unsicherheit der Gesteins- und Schichtbestimmung. Dies gilt besonders von dem Abschnitt Laasertal-Tschrinbach.

Die Phyllitgneise insgesamt bilden den Sockel der Gebirgsgruppe. Aus ihnen besteht fast der ganze steil abfallende Nordrand im Vintschgau, nämlich von Holzbruck bis gegen Prad; größtenteils auch die untersten schön bewaldeten und begrasten Berghänge des Suldentales. Hier tritt in ihnen in der Schlucht des Razoibaches bei Ratschelhof auch Albitchloritschiefer auf. (In die Kartenskizze wurde er nicht eingetragen.) Im Martelltal erscheinen die Phyllitgneise unter dem Phyllit der Laaserspitze den Saugberg aufbauend.

Amphibolite.

Auch in diesem Teile des Gebirges treten im Phyllitgneis Amphibolgesteine auf. Es ist vorwiegend jener Horizont, welcher den Nordfuß des Gebirges bildet, in welchem fast zusammenhängend von Morter bis Prad Amphibolit eingelagert ist. Ich beobachtete ihn im

Osten von dem Hofe Sonnenwart in Außernörderberg bis Melanz hinziehend und begleitet von einem zweiten schwächtigen Lager; dann erscheint er wieder etwas tiefer, unter Folmárt, ober Göflan und gleich westlich des Tafratzerbaches und bildet von hier an bis zum Eingang des Laasertales einen zusammenhängenden Saum; unter Innernörderberg besteht aus ihm die Wandstufe, längs welcher der Göflaner Wasserwall hinzieht. Westlich des Laasertales ist er am Fuße des Gebirges zunächst nur an einem kleinen Felsköpfchen in der Talsohle, am Weg von Laas nach Parnetz zu sehen; an der Mündung des Schgumsergraben ist aber wieder beiderseits Amphibolit. Westlich des Tschengelsertales kommt dann wieder ein länger hinziehendes Lager dieses Gesteines ober Türkhof und Tschengelsburg zutage. Der Tschrinbach ober Prad endlich schließt mehrere mächtige Amphibolitlager übereinander auf. Es handelt sich meiner Ansicht nach auch bei den oben angegebenen Vorkommen nicht um ein einziges zusammenhängendes Lager, sondern um eine dem beobachteten Anstehenden entsprechende Anzahl von ausgedehnten Lagern (größte Länge 3·3 km), die aber alle in annähernd demselben Horizont des Gneises sich befinden.

Petrographisch ist der Amphibolit dieser Vorkommen nicht durchaus gleichartig; der weit vorherrschende Typus aber ist mittel- bis feinkörnig oder feinfaserig, deutlich schiefzig und sehr reich an dunkler Hornblende, der gegenüber der mit freiem Auge sichtbare Feldspat fast verschwindet. Seltener trifft man makroskopisch fast dichte Formen. Bei Innernörderberg (unter Wieshof) ist der Amphibolit reich an Granaten (schrottkorngroß). Neben diesem Granatamphibolit findet sich an diesem Vorkommen eine makroskopisch dicht erscheinende Abart des Amphibolits, welche u. d. M. von dem sonst herrschenden bekannten Bilde der Amphibolite dadurch abweicht, daß in einem außerordentlich feinkörnigen Gewebe von Hornblende, Feldspat und Quarz (?) größere Hornblenden nach Art von Einsprenglingen (Porphyroblasten nach Becke) stecken. Diese zeigen alle Stadien der Umwandlung in Biotit, Calcit und Magnetit bis zu vollständigen Pseudomorphosen. Das Gestein enthält wie die meisten der Amphibolite viel Titanit (gelegentlich mit Körnern von Titaneisen).

Der Amphibolit unter Folmárt ist ein gebänderter Biotitamphibolit; die Bänderung wird hervorgerufen durch den Wechsel von Lagen aus Hornblende und Biotit mit solchen, welche bei feinerem Korn außer den farbigen Gemengteilen auch in größerer Menge farblose enthalten (Albit und Zoisit).

Eine reiche Folge von Amphiboliten ist im Tschrinbachgraben bei Prad erschlossen. Das Profil Nr. 20, Taf. VII (IV), gibt ein Bild ihrer Massenentwicklung. Bei mehreren der größeren Lager tritt am Rand eine intensive Wechsellagerung in dünnen Lagen mit phyllitischen Schiefnern und mit dem Phyllitgneis ein. Diese zahlreichen und teilweise so mächtigen Lager keilen aber nach beiden Seiten hin sehr rasch aus; die Lager im Ausgang der Bachschlucht kommen in den Gräben von Nauhof und unter Platzgerneun wieder unter die Moränenbedeckung zum Vorschein, am Nickbach sind aber nur mehr wenige schwächliche Lagen davon zu sehen und weiter östlich kommen sie nicht mehr zutage.

Die mächtigen Lager aber, welche der Tschrinbach zwischen den Höhenlinien 1300 *m* und 1500 *m* durchschneidet, sind zwar in dem Graben ober Daneid noch teilweise zu sehen, im Nickbachgraben aber, der nur 3·5 *km* im Streichen vom Tschrinbach entfernt ist, fehlen sie vollständig; von den obengenannten schwächtigen Lagern im untersten Teile aufwärts beobachtet man bis 1600 *m* hinauf durchweg Phyllitgneis. Zum Teil ist an diesem Verschwinden wohl auch eine Störung schuld: man sieht im Graben ober Daneid zwischen 1500 *m* und 1600 *m* einen Amphibolit NNW—SSO streichen bei sehr steilem Fallen nach NNO. Darüber streichen die Phyllitgneise NO bei nahezu seigerer Aufrichtung und unter dem Amphibolit streicht der Phyllitgneis auch wieder ONO bei steilem N-Fallen und ebenso die darüber grabenabwärts folgenden Amphibolite. Da die Hänge zwischen den Gräben dicht mit Wald bestanden und sehr arm an Aufschlüssen sind, ist ein genaues Verfolgen des Auskeilens und Verwerfens der Amphibolite nicht möglich. Ebenso rasch ist das Verschwinden der Amphibolite gegen Westen: In dem Graben, der von der Schmelz bei Prad östlich an dem Hofe Verclair vorbei zum Prader Berg hinaufzieht, sind nur zwischen Verclair und dem nach Fohnair führenden Wege zwei geringmächtige Lager von Amphibolit im Graben aufgeschlossen, höher hinauf aber trifft man bis 1800 *m* nur Phyllitgneis und Granitgneis anstehend. Au dem Mittelrücken zwischen beiden Gräben liegen in der dem Fortstreichen der Amphibolite entsprechenden Höhe hauptsächlich Granitgneisblöcke; nur ein paar vereinzelt Rollstücke eines Amphibolits fanden sich, der seinem Habitus nach nicht den im mittleren Tschrinbach anstehenden, sondern den gröberkörnigen, wie die im obersten Teile des Tschrinbaches und unter der Schafhütte am Prader Berg, entspricht.

Diese Amphibolite des Tschrinbaches bilden nämlich auch petrographisch eine eigene Gruppe, indem sie einen grünschieferähnlichen Habitus besitzen. Sie sind sehr feinkörnig bis dicht, dunkelgraugrün und gut schiefrig, auf den Schieferungsflächen schuppenweise glimmerglänzend. Oft sind kleine Pyritkriställchen mit freiem Auge zu sehen. Die mikroskopische Untersuchung ergibt aber, daß ihre Zusammensetzung und Struktur durchaus die von Amphiboliten ist: Hornblende (*c* lauchgrün, *a* blaßgelblichgrün) und die von zahlreichen Mikrolithen erfüllten Feldspate (Albit) bilden die Hauptbestandteile. In manchen Lagen ist nur sehr wenig Feldspat, meistens aber in beträchtlicher Menge. Stets sind Titanminerale (Titanit, Rutil) vorhanden und Erze (Pyrit, Titaneisen). Sekundäre Bestandteile sind Epidot, Zoisit, Biotit, Chlorit, Quarz und Calcit. Die meisten der Probestücke brausen auch auf beim Betupfen mit Salzsäure.

Das kleine Amphibolitlager, das über dem obersten von Mitteregg heraufkommenden Wege ansteht, und noch mehr die am Prader Berge und zuoberst im Daneider Graben schließen sich im Gesteinscharakter den anderen Amphiboliten der Gegend an; sie sind grobkörniger, die Hornblende besser ausgebildet; die Feldspate kommen schon makroskopisch gut zum Vorschein mit ihren glitzernden Spaltflächen. Der erstgenannte ist mikroskopisch auch granatführend.

Die zwischen den Tschrinbachamphiboliten liegenden glimmer-

schieferähnlichen Schiefer sind auch der mikroskopischen Untersuchung nach Phyllitgneise; akzessorisch tritt in ihnen auch Staurolith auf. Die Schiefer, welche in feine Wechsellagerung mit den Amphiboliten treten, sind makroskopisch feinschiefrig, die Spaltflächen grünlichgrau und glimmerglänzend. Er besteht hauptsächlich aus Quarz, Muskovit und Chlorit — letzterer wahrscheinlich aus Muskovit entstanden — und einzelnen großen Feldspatkörnern (ohne Zwillingstreifung, Lichtbrechung geringer als bei Quarz). Außerdem enthält das Gestein, schon makroskopisch sichtbar, Pyrit und Rutil in wohlausgebildeten Kriställchen bis zu 2 mm Größe.

Außer den besprochenen großen, mächtigen Amphibolitlagern tritt noch eine beträchtliche Anzahl ganz kleiner, schwächtiger Amphibolitlager oder Linsen auf, welche sich auch größtenteils in einer Zone des Gneises ansammeln, nämlich in der Übergangszone zu den Laaser Schichten. Diese Zone wird markiert durch die Vorkommen am Prader Berg, obersten Teil des Tschrinbachgrabens, Nickbachgraben, Mutters- eck, Nordgehänge des Saurüssel. Ich beobachtete ungefähr zehn solche kleine Vorkommen, es sind aber jedenfalls noch mehr herum, die, in Wald und Schluchten versteckt, wegen ihrer Kleinheit der Beobachtung entgingen. Es sind typische hochkristalline Amphibolite. Abweichend davon ist der Amphibolit, der an der Talstufe zwischen oberer und unterer Tschengelseralpe ansteht; er liegt wohl schon innerhalb der Laaser Schichten. Es ist nämlich ein ziemlich grobkörniger, schwach schiefriger Biotitamphibolit, dessen Biotit gleichaltrig mit der Hornblende ist. Der Biotit ist in seltenen Fällen parallel verwachsen mit der Hornblende. Feldspat und etwas Quarz sind in sehr geringer Menge als Zwischenklemmungsmasse zwischen den dunklen Bestandteilen vorhanden. Die Übergemengteile sind die allverbreiteten: Titaneisen mit Titanitrand und Apatit.

II. Gruppe der Laaser Glimmerschiefer (Laaser Schichten).

Mit letzterem Namen bezeichnete ich in der geologischen Beschreibung der Ultener Berge jene Schichtgruppe, welcher die Laaser Marmore angehören und die vom Eingange des Martelltales an den Fuß des Ulten-Vintschgauerkamms bis gegen Naturns hin bildet.

Untersucht man die Laasergruppe, so heben sich bald drei Zonen voneinander ab. Der Fuß des Gebirges im Norden besteht aus Phyllitgneisen und ihren Amphiboliten; der ganze südliche Teil — es ist dies der weit größere der ganzen Gruppe — besteht aus Quarzphyllit und zwischen beide schiebt sich eine Zone von Gesteinen ein, die zwischen Phyllitgneis und Phyllit hin und her schwanken, zum großen Teil Glimmerschiefer sind und jene Marmore als Einlagerungen enthalten. Diese Zone nimmt den oberen Teil des Nordgehänges der Gruppe ein, senkt sich aber gegen O bis ins Tal herab. Das sind die Laaser Schichten.

Der unruhige, wechselnde Gesteinscharakter ist bezeichnend für diese Schichten. Sie heben sich nur in ihrer Gesamtheit von den

anderen Schiefen heraus und es ist im einzelnen für den Feldgeologen oft eine unmögliche Aufgabe, genaue Grenzen anzugeben; es wurde ja auch schon in der oben angegebenen Beschreibung der Ultentalalpen darauf hingewiesen, daß bei dem Streifen der Laaser Schichten, welche dort den Gebirgsfuß bilden, eine genaue Abgrenzung von den Schiefergneisen undurchführbar ist, da die Laaser Schichten dort den gleichen gneisigen Charakter haben wie jene.

Auch noch am Eingange des Martelltales an der Ostseite (rechte Talseite) tragen die Schiefer den Habitus von quarzreichen Schiefergneisen, ähnlich denen ober Tarsch, an manchen Stellen von Pegmatit durchhärdet. Nur ober Kratzen tritt schon hier Staurolithglimmerschiefer auf. Zwei mächtige Marmorlager sind eingeschaltet und stellen den östlichen Anfang der mächtigen Marmorlager, die von hier bis ins Laasertal zusammenhängend zu verfolgen sind, dar. Auf der anderen Talseite sind in der unmittelbaren Begleitung der Marmorlager noch die feinkörnigen glimmerigen Schiefergneise wie jenseits der Plima, zu beiden Seiten davon liegen aber Phyllitgneise und Glimmerschiefer und granathaltige Staurolithglimmerschiefer und diese letzteren nehmen gegen W hin ganz überhand. Der Kamm, der vom Laaser spitz (Orgelspitz) zum Weißwandl und Göflaner Scharthl zieht, besteht fast ganz aus Staurolithglimmerschiefer und ebenso auch der Kamm Orgelspitz—Jennewand und die Schwarze Wand (NW-Grat des Laaser spitz). Die Marmorlager ziehen vom Göflaner Scharthl unter dem Weißwandl durch zur Jennewand und diese aufbauend ins Laasertal hinüber. In diesem Teile sind sie am mächtigsten. Nördlich dieses Hauptmarmorstriches erscheint Marmor noch in mehreren kleineren Lagern im Tafrazergraben und an der Kleinalm. (Über ihren Zusammenhang mit den obigen siehe weiter unten.)

Im Tafrazergraben treten noch Staurolithglimmerschiefer in Begleitung von Marmor auf. Ebenso stehen am Fuße des Gebirges zwischen Morter und Holzbruck (Eichberg) solche Granatstaurolithglimmerschiefer an, die ebenfalls zu den Laaser Schichten zu zählen sind. Im Göflanertale aber und von dort an westlich finden sich nördlich des Marmorstriches keine Staurolithschiefer mehr; die an den Marmor angrenzenden Schiefer sind an der Nordseite der Jennewand („Untere Alpe“) Glimmerschiefer (teilweise granatführend). Im Laasertale aber sind die den mächtigen Marmorlagern über- und untergelagerten Schiefer phyllitisch und nähern sich in ihrer Gesteinsart schon sehr den Quarzphylliten, besonders jene Ausbildung, wie sie im nördlichen Ultentalerkamme auftritt.

Jenseits des Laaserbaches verschwinden die Marmore teilweise ganz, teilweise setzen sie sich in Gestalt sehr schwächiger Kalklager noch auf die andere Talseite fort. Die Schiefer dieser Talseite sind hauptsächlich Glimmerschiefer. Ein großer Teil der Laaser Schichten keilt nun hier zwischen den mächtigen Lagern des Angelusaugengneises aus und nur eine relativ geringmächtige Zone von Laaser Schiefen ohne Kalkeinlagerungen setzt sich gegen Westen über Gufeljoch und Tschengelserköpfe bis zum Praderberg fort, wo sie unter der Verborgenen Blais verschwinden. Es sind hin und hin im wesentlichen Glimmerschiefer mit Übergängen in Phyllitgneis, letzterer besonders

weiter westlich. Gelegentlich sind in den Laaser Schiefern schwächliche Amphibolitlager zu treffen (Tschengelserköpf, Laaseralm, Schwarze Wand, Mitterwandlkopf, Nordausläufer der Jennewand, Weißwandl, Eingang des Martelltales), manchmal auch im Marmor (Schwarzwandgraben, Tarsch). Pegmatite treten bei Tarsch und am Eingange des Martelltales häufig und in starken Lagern auf, am Kamme vom Weißwandl gegen Osten sind auch noch mehrere Lagergänge davon zu treffen, weiter gegen Westen traf ich aber keine mehr. Quarzite beteiligen sich in den Übergangszonen gegen die über- und unterlagernden Schichten dort und da an der Zusammensetzung der Schichten.

Dies ist in großen Zügen das Gesteinsbild der Laaser Schichten.

Zur Petrographie der Laaser Schichten.

Die Schiefergneise ober Latsch und die gleichen weiter westlich auftretenden Gneise der Laaser Schichten bedürfen keiner weiteren Beschreibung. Sie wurden schon anderenorts beschrieben. Eine der verbreitetsten Gesteinstypen, der Glimmerschiefer, entspricht so ziemlich dem allgemein geläufigen Begriffe dieses Gesteines. Bei mikroskopischer Untersuchung zeigt er sich meistens etwas feldspatführend. An manchen Orten tritt schon makroskopisch der Granat hervor in schrotkorngroßen Kriställchen (Nordfuß der Jennewand, Göflaneralm), viel verbreiteter noch ist er in mikroskopischer Größe. Unter den Übergemengteilen ist Turmalin einer der öfter anzutreffenden. Auch bei diesen Glimmerschiefern und Gneisglimmerschiefern ist das Hervortreten besser ausgebildeter Biotitblättchen ganz wie bei den Latscher Gneisen sehr häufig zu beobachten. Wo die Schiefer phyllitisch werden, wie in der Umgebung der Marmore im Laasertal, überzieht der Muskovit in Häutchen die Spaltflächen.

Eine petrographisch neue Gesteinsart gegenüber den aus diesem und den anderen Teilen der Ortleralpen beschriebenen sind die Staurolithglimmerschiefer.

In der typischen Ausbildung, wie sie am Weißwandl z. B. anstehen, sind es sehr glimmerreiche Gesteine von ausgesprochen schieferiger Textur. Die Spaltflächen des Gesteines sind bedeckt mit Häuten oder dichtgescharten Schuppen von lichtem Glimmer und aus ihnen treten kleine Staurolith- und Granatkriställchen hervor. Im Querbruche erblickt man vorwiegend dünne Quarzlagen, außerdem aber häufig quer zur Schieferung stehende kleine Biotitblättchen. Die Staurolithe erreichen in den Schiefern des Umkreises Laaserspitz—Göflan—Morter selten 0.5 cm Größe. Außer der oben geschilderten Verbreitung stehen Staurolithglimmerschiefer aber auch im Lyfi-, Peder- und im Suldener Rosintal an, wo sie in der Tiefe der Täler wieder unter dem Phyllit zum Vorschein kommen. Das Grundgewebe des Gesteines hat hier größtenteils einen ganz phyllitischen Charakter und die Staurolithe sind bedeutend größer und kristallographisch schön ausgebildet. Die rötlichbraunen undurchsichtigen Kristalle erreichen hier häufig 2 bis 3 cm Länge; manche Flächen des Gesteins sind krustenartig mit Staurolithkristallen überdeckt. Die Kristalle zeigen stets das Prisma

(110), sehr oft kombiniert mit dem Brachypinakoid als schmale Seitenflächen, selten die Basis und das Makrodoma. Zwillinge sind ziemlich selten. Auch hier fallen im Querbruche besonders bei denen von der Schildplatte im Pedertale die quergestellten Biotitblättchen auf.

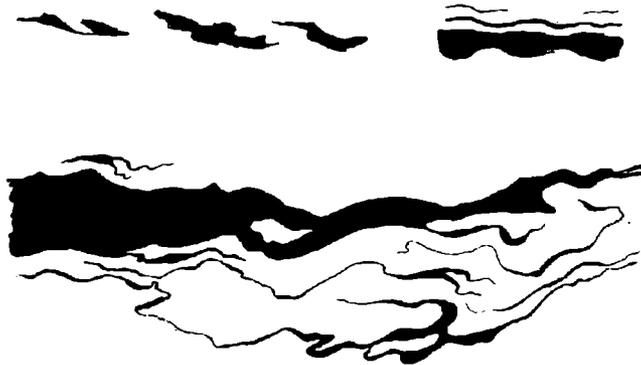
U. d. M. erscheinen die Staurolithschiefer vom Weißwandl, Morter etc. bedeutend biotitreicher, als es dem freien Auge erkennbar ist. Biotit ist hier der vorwaltende Glimmer, der sich auch zu dicken Strähnen zusammenschart. Er ist größtenteils gebleicht und daher kommt das scheinbare Vorwalten des Muskovits. Zwischen den Glimmern ist der Quarz lagenweise verbreitet, der in einzelnen Schlifften Kataklyse zeigt, ebenso wie der Glimmer. Als Porphyroblasten stecken in diesem Grundgewebe die Staurolithe und Granaten. Die ersteren zeigen die schon makroskopisch sichtbaren Kristallformen und sind lebhaft gelb gefärbt. Die im ganzen Gesteine vorhandenen Magnetitkriställchen und graphitischen Imprägnationen geben durch ihre Anordnung im Staurolith Andeutungen von helizitischer Struktur. Der Staurolith zeigt Umwandlung in glimmerige Aggregate und in Chloritoid. Sein Pleochroismus ist schwach (sehr blaßgelblich zu kräftig gelb). Bei den Staurolithphylliten der Schildplatte im Pedertale besteht das Grundgewebe des Schiefers aus Muskovit und wenig Quarz und der Biotit tritt als Porphyroblast auf neben dem Staurolith und Granat. Diese beiden zeigen deutliche helizitische Struktur.

Es wurde oben schon angeführt, daß auch Amphibolite in den Laaser Schiefen auftreten. Der größte derartige streicht vom Südgrat der Jennewand an unter der Schwarzen Wand durch ins Laasertal hinüber; vorausgesetzt, daß diese beiden durch Schutt getrennten Teile wirklich zusammenhängen, würde er eine sichtbare Länge von 1.7 km im Streichen bei etwa 10–20 m Mächtigkeit haben. Die anderen sind alle von bedeutend geringerem Ausmaß, oft nur wenige Dezimeter mächtig und ein paar Meter Länge im Streichen. Im Marmor liegen am Eingang des Schwarz-Wandgrabens (rechte Seite des Laasertales) mehrere wenige Dezimeter mächtige Lager von feinkörnigem Amphibolit. Ebenso ist im Tarscher Steinbruch ein Biotitamphibolit in Marmor erschlossen. Im Marmorbruch am Mitterwandl wird der Marmor durch dunkle Einlagerungen parallel der Lagerung der Schichten in 2–5 m dicke Bänke getrennt. Die Einlagerungen gehen aber nicht durch die ganze Masse zusammenhängend durch, sondern manche derselben verlieren sich. Die Einlagerungen haben nur Zentimeter bis ein paar Dezimeter Dicke, oft liegen mehrere feine „Schnüre“ dicht übereinander; bald liegen sie flachwellig oder sind in einzelnen Fetzen zerteilt oder sie sind vielfach mit dem Kalke verfaltet und verknetet, wie dies in der umstehenden Zeichnung Figur 1 zu sehen ist. Weinschenk gibt bei der Besprechung dieser Einlagerungen ebenfalls eine Zeichnung von einer solchen Lage oberhalb des Bruches. Auch die Amphibolite im Tarschersteinbruch sind mit dem Kalke verfaltet. Die Einlagerungen am Mitterwandl sind graugrüne, nahezu dichte schwach-schiefrige Gesteine. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß die einen von ihnen aus Biotit, Feldspat, sehr wenig Quarz und Hornblende, viel Klinozoisit und Erz (Pyrit und Magnetit) bestehen. Die Feldspate bilden feinkrümmlige Aggregate, ihre Lichtbrechung ist kleiner als

die des Quarzes, sie scheinen keine Lamellierung zu besitzen und sind erfüllt von kleinen Kriställchen von Klinozoisit. Hornblende findet sich nur in wenigen Kriställchen von bläulichgrüner Farbe. Auch ein Staurolithkristall fand sich, ringsum besetzt mit einer Borste von kleinen Zoisitkriställchen. Am Rande gegen den Marmor tritt eine Wechsellagerung mit Lagen von Calcit bei unscharfer Begrenzung der Lagen auf. Andere Proben enthalten gar keine Hornblende, mehr Quarz und als Übergengenteil kleine Kriställchen Turmalin und Titaneisen mit Leukoxen und Feldspäte (gleich wie oben). Hier ist schwache Katakklase vorhanden. Die erste Art gehört also in die Gruppe der Grünschiefer, letztere schließt sich mehr den Phyllitgneisen an; Weinschenk gibt außer diesen Typen auch einen granatführenden Schiefer mit Turmalin- und Chloritoidgehalt an.

Die Amphibolite (Grünsteine) im Marmor sind nach Weinschenk als basische Eruptivgesteine aufzufassen, welche vor der

Fig. 1.



Schieferfaltungen im Marmorsteinbruch am Mitterwandl.

Metamorphose beider Gesteine mit dem Marmor, bzw. Kalk in dieser verwickelten Weise zusammengefaltet wurden. Zum Teil sind diese Einlagerungen auch Sedimente und auch die Grünsteine ließen sich wohl als Tuffe auffassen, die auf, bzw. zwischen den Kalklagern sich ablagerten und wofür die Mischzonen am Rande sprechen. Ein sicher gangförmiges Auftreten dieser Amphibolite und Grünsteine habe ich im Laasergebiet nicht gesehen.

Von besonderer Bedeutung in den Laaser Schichten sind die Marmore. Es sind größtenteils reinweiße, mäßig feinkörnige Marmore, die nur sehr wenig akzessorische Gemengteile (Quarz, Glimmer) enthalten. Schlieren- und lagenweise sind sie durch graphitische Einstreuungen getrübt. In Lagen oder unregelmäßig umgrenzten Teilen enthält er Dolomitspat beigemengt, der sich stellenweise bis zur Ausbildung reinen Dolomits anreichert. An der Grenze gegen die Schiefer treten schmale silikatreiche Mischzonen (Kalkglimmerschiefer) auf. Die Absonderung ist in den mächtigen Lagern eine sehr dickbankige, in den

schmächtigeren Lagern tritt auch dünnere Plattung auf. Mit den Schiefeln stehen die Marmore in lebhafter Wechsellagerung, beide keilen vielfach ineinander aus. Die mächtigsten Lager haben eine Mächtigkeit von 100 und mehr Metern. Es liegen aber fast immer mehrere Lager dicht übereinander, z. B. an der Jennewand drei mächtige und ein dünneres. Verteilung und Zahl der Lager ist am besten aus den Profilen und der Karte abzulesen, so daß sie hier nicht aufgezählt zu werden brauchen. Im Laasertal keilen die Marmore von der einen auf die andere Talseite hinüber auffallend rasch aus; an der östlichen Talseite haben sie ihre mächtigste, an der westlichen nur mehr eine verschwindend geringe Vertretung; ein derartiges rasches Auskeilen nach den Seiten und eine vielfache Übereinanderlagerung von Marmorlagern in einer Profillinie ist mehrfach zu sehen und stimmt überein mit den Beobachtungen an den Kalken im obersten Martelltal. An engumschriebenen Stellen hat durch viele Horizonte hindurch immer wieder Kalkablagerung stattgefunden, während nebenan durchgehends kein Kalk oder nur vereinzelt Kalk zur Ablagerung kam. So treten z. B. in dem Graben ober Tafraz eine ganze Reihe von Kalklagern übereinander auf, die schon in den nächstanstoßenden Gräben nicht mehr zu sehen sind. Immerhin ist das mächtigste Kalklager auf 6 *km* hin (wenn man von einer fraglichen Unterbrechung absieht, sogar auf 10 *km* weit) ununterbrochen im Streichen zu verfolgen.

Ihre Bedeutung liegt in erster Linie in ihrer technischen Verwendbarkeit, indem sie zu Statuen und zu Ziersteinen verarbeitet werden. Die für Statuen besttauglichen Teile sind dem besten Karraramarmor und dem parischen Marmor an Schönheit und Reinheit ebenbürtig und übertreffen diese durch größere Wetterfestigkeit. Allerdings ist er dafür auch schwerer zu bearbeiten. Wie leistungsfähig in Rücksicht auf die Größe der Blöcke er ist, bezeugen die in den verschiedensten Städten stehenden Denkmale aus Laaser Marmor, so das Moltkedenkmal (Rauminhalt des rohen Blockes über 31 *m*³) in Berlin, der Parlamentsbrunnen in Wien, der Monumentalbrunnen in Philadelphia usw. Er wird gegenwärtig (1904/05) nur in zwei Steinbrüchen abgebaut; der eine befindet sich am Mitterwandl im Göflanertal, in ungefähr 2200 *m* Seehöhe, und wird grottenartig in den Berg hinein gebaut. Dieser ist es, der vor allem den Statuenmarmor liefert; der zweite befindet sich im unteren Laasertal in ungefähr 1600 *m* Seehöhe und wird fast nur zur Gewinnung von Ziersteinen abgebaut. Alte Brüchen befinden sich östlich von Tarsch (Tassenblon), zu beiden Seiten des Einganges ins Martelltal, zwei am Nord-, beziehungsweise Westfuß der Jennewand, zwei auf der Göflaneralpe und einer etwas innerhalb des noch betriebenen im Laasertal.

Über die petrographische Beschaffenheit und besonders auch über die technische Verwendung dieser Marmore hat Weinschenk¹⁾ in der Zeitschrift für praktische Geologie 1903 eine eingehende Dar-

¹⁾ Auch bei Lindemann, Über einige wichtige Vorkommnisse von körnigen Karbonatgesteinen etc., Neues Jahrb. f. Min. etc. 1904, pag. 197 findet sich eine kurze Darstellung darüber.

stellung gegeben, auf welche hier, um Wiederholungen zu vermeiden, verwiesen werden kann.

Weinschenk sieht die Marmore und ihre Begleitschiefer für piézokontaktmetamorph an; die wirkende Kraft dazu bot die Intrusion des Martellgranits, während dessen Empordringen Kalk und Schiefer, beziehungsweise Mergel und die basischen Eruptiva plastisch deformiert wurden und während und nach dessen Erstarrung die dem Magma entweichenden heißen gasförmigen Mineralbildner die Umkristallisierung der Sedimente unter hohem Drucke bewirkten. Zeuge dieser Pneumatolyse sei der im Schiefer und Kalk auftretende Turmalin.

Von Naturns bis zum Eingang des Martelltales sind die Laaser Schichten von zahlreichen Pegmatitlagern durchzogen und diese haben tatsächlich in den umgebenden Schiefen auf geringe Entfernung um sie herum an vielen Orten Turmalinbildung hervorgerufen. Auf diese Art ist gewiß auch der von Weinschenk und Lindemann in silikatreichem Kalk bei Tarsch gefundene Turmalin entstanden und der von Lindemann im Kalkglimmerschiefer vom Mitterwandl oder Laasertal (der Fundort ist nicht genauer angegeben) gefundene Turmalin. Darauf beschränken sich aber auch die Zeichen von Kontaktmetamorphose! Denn wenn Lindemann in der Zusammenfassung der Ergebnisse über die Vintschgauer Marmore sagt, daß sich „in den Laaser Marmoren eine ganze Reihe von Kontaktmineralien finden“, so ist dies wohl eine unberechtigte Verallgemeinerung. Die von ihm angeführten „Kontaktmineralien“: Phlogopit, strahlsteinartige Hornblende, lichter Augit, und Mineralien der Epidotgruppe finden sich, wie aus seinen (und Weinschens) eigenen Angaben hervorgeht, nur in den Mischzonen am Kontakt mit den Schiefen und in den Kalkglimmerschiefern, in denen ihre Entstehung ebensogut auch durch Regionalmetamorphose erklärbar ist. Diese Zonen verschwinden aber an Menge gegen die riesigen Massen des eigentlichen Marmors, der nur Quarz, Glimmer und Erze als Akzessorien enthält. Ebenso ist es eine wohl aus Unkenntnis der Marmore in ihrer ganzen Ausdehnung hervorgegangene Verallgemeinerung, wenn Lindemann von dem „überall beobachteten Auftreten von Pegmatiten im Marmor“ spricht. In der Hauptmasse des Kalkes, nämlich am Massiv der Jennewand, vom Göflaner bis ins Laasertal, fehlen größere Pegmatitlager (wie jene in Tarsch etc.) vollständig; kleine Adern dieser Art mögen vielleicht als Seltenheit vorkommen, ich habe aber trotz sehr eingehender Begehung des ganzen Terrains in diesem Teile auch solche nicht gefunden.

Eher könnte man wohl als Zeichen einer kontaktmetamorphen Entstehung die Staurolithglimmerschiefer ansehen, deren Vorhandensein Weinschenk und Lindemann, ihren Schriften nach zu schließen unbekannt geblieben ist, die aber in weitester Ausdehnung die Marmore begleiten — allerdings gerade nicht bei den Steinbrüchen von Tarsch, Göflau und Laas. Staurolithglimmerschiefer als Produkt der Kontaktmetamorphose sind durch Becke¹⁾ aus dem

¹⁾ Becke, Vorläuf. Bericht üb. d. geol. Bau u. die kristallinischen Schiefer des Hohen Gesenkes (Altvaterberg). Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Wien 1892, pag. 289.

Altvatergebirge bekannt geworden, ferner durch Salomon¹⁾ aus der Adamellogruppe und auch aus anderen Gegenden²⁾.

Es sprechen aber mehrere Umstände dagegen, daß die Staurolithglimmerschiefer und damit die ganzen Laaser Schichten hier durch eine derartige Kontaktmetamorphose ihren petrographischen Charakter erhalten haben, nämlich: die Lage der Staurolithschiefer zu den Pegmatiten und ihr Fehlen an den anderen die Pegmatite einschließenden Schieferen. Ober Tarsch, wo viele und mächtige Lager dieser Pegmatite aufsetzen, fehlen die Staurolithschiefer ganz, während sie vom Weißwandl hinüber zum Laasertal sehr mächtig sind, Pegmatite dagegen fast ganz fehlen. Ebenso sind die Staurolithschiefer von Holzbrunn-Mortor weit weg von größeren Pegmatiten, die Staurolithschiefer des Rosim-, Peder- und Lysitales sind, besonders die ersten zwei, weit weg von jedem Pegmatit. Man müßte annehmen, daß sich die Lager des Marteller Granits viele Kilometer weit unter die nördlichen Laaserberge hinein fortsetzen, ohne trotz der starken Auffaltung und tiefen Erosion je zum Vorschein zu kommen, abgesehen davon, daß das Fehlen der Staurolithschiefer im Gebiet Martell—Naturaus immer noch unerklärt bliebe. Es fehlen aber die Staurolithschiefer überhaupt im ganzen übrigen Umkreis der Marteller Granitmasse und die auf ihm liegenden Phyllite sind nur auf ganz kurze Entfernung vom Kontakt hin metamorphosiert. Zwischen die großen Lager des Marteller Granits und den Staurolithglimmerschiefer schiebt sich von Salt bis zum Laaser spitz eine Zone nicht metamorphischen Phyllitgneises ein; man müßte also die unhaltbare Annahme machen, daß die Kontaktwirkung erst in einiger Entfernung vom Kontakt zu wirken begonnen habe³⁾. Was für diese Staurolithschiefer gilt, besteht aber auch für die ganzen Laaser Schichten. Das Auftreten der Marmore und der verschiedenen Begleitschiefer ist noch viel weniger in seiner petrographischen Ausbildung abhängig von der Verteilung der Granite und Pegmatite.

Der petrographische Charakter der Laaser Schichten und auch ihre geologische Stellung führen daher zu dem Schlusse, daß sie regionalmetamorphe Sedimente sind, die einen bestimmten Horizont in der Reihe der kristallinen Schiefer hier einnehmen.

Stratigraphische Stellung.

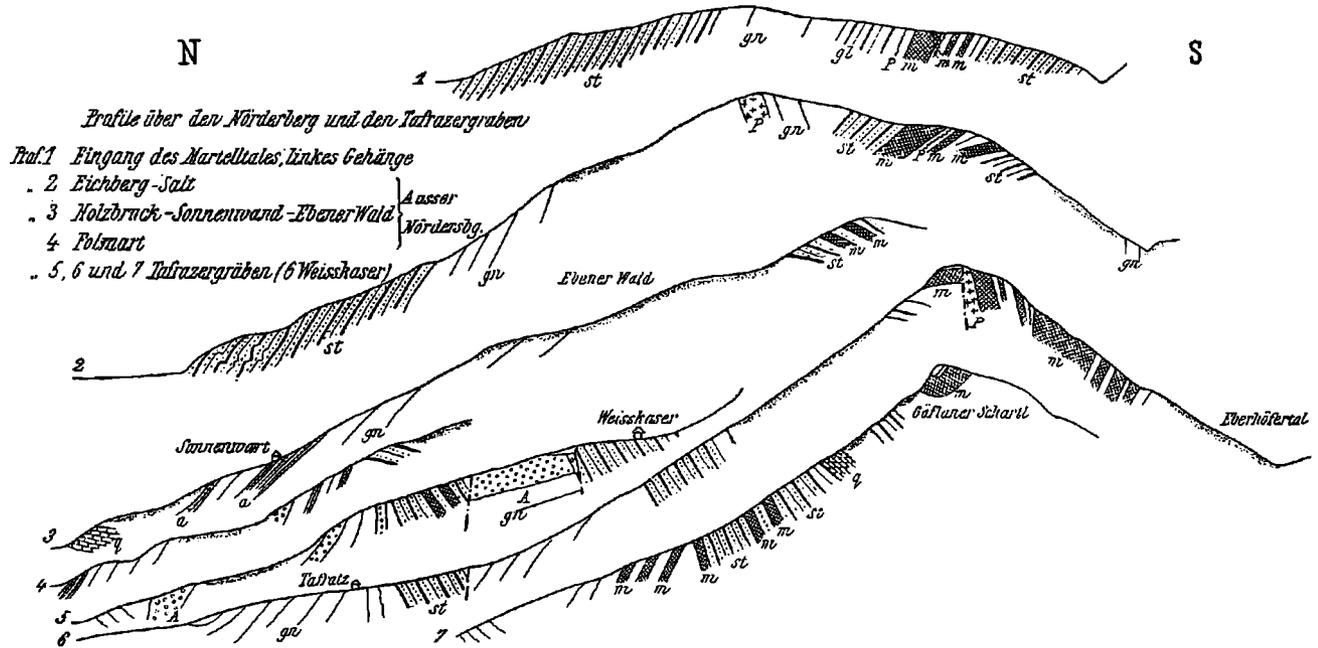
Die Profile Nr. 1—7 (Fig. 2) und 8—13 (Taf. XVI [III]) geben ein Bild von der Lagerung der Laaser Schichten, die eingelagerten Marmore bieten die Leitformen zur Erkenntnis der Auffaltung. Sie bilden im Osten eine einfache Mulde, welche sich aber gleich steiler aufrichtet — der Nordflügel wird durch eine Verwerfung gestört — dann kippt die Mulde nach N über, und zwar derart, daß der Süd-

¹⁾ Salomon, Über neue geologische Aufnahmen in der östl. Hälfte der Adamellogruppe. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Berlin 1901, pag. 182.

²⁾ Weiß, Der Staurolith in den Alpen. Zeitschr. d. Ferdinandeums, Innsbruck 1901, pag. 129.

³⁾ Die von Salomon an der Ostseite der Adamellomasse beobachteten Staurolithkontaktschiefer treten auch erst in größerer Entfernung vom Kontakt auf, zwischen ihnen und dem Tonalit liegt aber ein innerer Kontaktsaum aus Hornfelsen.

Fig. 2.



flügel sehr steil S fällt, während der Nordflügel ganz flach liegt. Im Laasertal erkennt man, daß diesem steilen Südfügel ein eben so steil aufgerichteter und gegen Süden sich rasch verflachender Sattel mit eng zusammengeklappten Schenkeln entspricht. Die tiefer liegenden Marmorlager haben aber diese steile Auffaltung gar nicht mehr mitgemacht, sondern bilden nur mehr einen flachen Giebel, der sich gegen Westen verliert, das heißt in die aus dem flachen Nordschenkel hervorgehende Aufwölbung übergeht. In dem südfallenden Schenkel dieses Gewölbes gehen die Staurolithschiefer, beziehungsweise weiter westlich die Glimmerschiefer ganz allmählich in die Quarzphyllite im Hangenden über; eine scharfe Grenze beider ist nicht angebbar. Wo auf den Glimmerschiefern die Augelusaugeneise liegen, sind die diesen letzteren ein- oder übergelagerten Schiefer ebenfalls Quarzphyllite. Die Laaser Schichten sind demnach älter als die Quarzphyllite. Schwieriger ist es, das Altersverhältnis zu den Phyllitgneisen zu bestimmen, von welchen jene nördlich umsäumt werden, um so mehr, als hier die Gesteinsverschiedenheiten oft viel geringer und die Aufschlüsse viel schlechtere sind. Das letztere gilt besonders von dem Gelände zwischen Morter und den Göflaner Brüchen. Auf der Klein- und Göflaneralm liegen die Marmore und ihre Schiefer flach auf den das tiefer darunterliegende Gehänge bildenden nordfallenden Gneisen. Westlich davon, an den Nordabsenkern der Jennewand, liegen Gesteine, die ihrer Tracht nach den Phyllitgneisen zugerechnet werden müssen (Phyllitgneise wechselnd mit feinkörnigen Quarzitgneisen), deutlich auf den Granatglimmerschiefern und unter letztere einfallenden Marmoren. Vom Laasertal westlich bis zum Tschrinbach (bei Prad) aber herrscht das Verhältnis, daß Phyllitgneis und Glimmerschiefer zusammen ein Gewölbe bilden, dessen Nordschenkel erstere, dessen Südschenkel aber letztere bilden, mit der Besonderheit aber, daß der Scheitel des Gewölbes bald von den steilstehenden Schichten des einen, bald denen des anderen gebildet wird. Es müssen also entweder sehr starke tektonische Störungen oder eine vollständige oder teilweise Äquivalenz der Schichten vorliegen. Ich bin durch die Untersuchung zu der Anschauung gekommen, daß beides vorliegt. Es wurde schon oben angegeben, daß gegen Westen zu die Laaser Schichten ihren selbständigen Gesteinscharakter verlieren und in Phyllitgneis übergehen. Dasselbe ist bei Latsch vorhanden und im Kamn östlich des Weißwandl liegen in den Glimmerschiefern Zwischenlagerungen gneisiger Gesteine. Es ist also tatsächlich ein Übergang zwischen beiden Gesteinen vorhanden und die Profile westlich des Laasertales lassen sich daher am einfachsten durch eine wenigstens teilweise Gleichaltrigkeit von Laaser Glimmerschiefer und Phyllitgneis erklären. Damit stimmt auch die Beobachtung überein, daß in den nordfallenden Phyllitgneisen gelegentlich Lagen auftreten, die ganz den Charakter der Laaser Glimmerschiefer haben, so bei Spießhof (Innernörderberg) und im östlichen Ast des Schgumsergrabens (zwischen Schgums und Parnetz).

In den Profilen vom Göflanertale und in denen östlich davon liegt der Laaser Glimmerschiefer auf den Phyllitgneisen und diese Lage ist in Übereinstimmung mit der Tektonik als die seinem Alter

entsprechende anzusehen. Hier ist er am stärksten entwickelt und jünger als der Teil der Phyllitgneise, auf dem er hier liegt. Die Richtigkeit dieser Annahme wird bestätigt durch den Vergleich mit anderen Gebieten der Zentralalpen, deren Erforscher den Granatglimmerschiefer ebenfalls zwischen Gneis und Phyllit einreihen.

In dem Gebiete zwischen Göflaner- und Laasertal ist dann die Annahme von Störungen in Gestalt einer steilgerichteten Aufschiebung der älteren auf die jüngeren Schichten in jedem Falle notwendig, auch wenn die im obersten Teile der beiden kleinen Seitenkäme auf dem Glimmerschiefer liegenden quarzitischen Gneise als zum Laaser Schiefer gehörig angenommen werden; denn in der Rinne gegen Tarnell hinab liegen wieder die Phyllitgneise auf dem Laaser Glimmerschiefer. Im Anstehenden zeigen, läßt sich diese Störung jedoch nicht. Daß aber solche Störungen in diesem Teile des Gebirges vorhanden sind, ist durch die Bruchlinien am Nörderberge und ober Tschengelsburg offenbar. Über die Einzelheiten der Tektonik wird später Genaueres mitgeteilt.

Diese Auffassung, daß die Laaser Glimmerschiefer dem oberen Teile des Phyllitgneises äquivalent seien, weicht von der Staches ab, der sie dem Quarzphyllit gleichstellt.

Grubenmann¹⁾ stellt in seiner Zusammenstellung der europäischen Marmorlager die Vintschgauer Marmore zu den paläozoischen (Silur, Devon oder Karbon).

Ein Umstand, der anscheinend für die Bestimmung des absoluten Alters dieser Schichten von Bedeutung ist, ist die Auffindung von „Crinoidenspuren“ durch Weinschenk²⁾ in den Vintschgauer Marmoren. Es handelt sich um einsprenglingsartig hervortretende rundliche, scheibenförmige oder zylindrische graue Kalkspatkristalle (bis zu 1 cm Durchmesser) in dem sonst feinkörnigeren Marmor. Die „Grundmasse“ des Gesteines besteht größtenteils aus Calcit, kleinerenteils aus Dolomit. Unter dem Mikroskop erscheinen jene Einsprenglinge unregelmäßig umrandet und mit den kleineren Körnern des Grundgewebes verzahnt und wie fein bestaubt. Kataklyse beobachtete ich keine bei diesen Marmoren. Weinschenk wurde durch den Vergleich mit den Crinoidenresten in dem dolomitischen Marmor vom Schneeberg im Passeier zu der Annahme geführt, daß auch diese Reste Crinoidenreste seien. Es muß auch zugegeben werden, daß diese Annahme große Wahrscheinlichkeit für sich hat; allerdings als vollständig sicher, glaube ich, kann man diese Deutung doch noch nicht ansehen. Es ist einerseits auffallend, daß im Vintschgauer Marmor, trotzdem diese hervortretenden Kalkspäte im Marmor ziemlich häufig zu sehen sind, gar nirgends deutlichere Crinoidenreste wie in jenen vom Schneeberg zu finden sind — da im Schneeberggestein Crinoiden und Gesteinsmasse aus demselben Mineral, nämlich aus Dolomit, bestehen, liegen da die Auswitterungsmöglichkeiten nicht günstiger als in Tarsch, wo beide Teile hauptsächlich aus Kalkspat bestehen —

¹⁾ U. Grubenmann, Einteilung, Benennung und Beurteilung der natürlichen Bausteine etc. Offizielle Mitteilungen der Schweiz. Materialprüfungsanstalt 1. Heft, 2. Aufl. 1898, pag. 29.

²⁾ A. a. O. und Zeitschrift f. prakt. Geol. 1903, pag. 13.

und anderseits ist es immerhin möglich, daß solche Bildungen wie im Tarscher Marmor sich auch auf anorganischem Wege bilden könnten.

Gleichwohl, auch wenn man diese Reste bestimmt als Crinoidenreste ansieht oder vielleicht besser erhaltene Spuren noch gefunden werden sollten, so ist dies noch kein „unwiderleglicher Beweis“, daß es sich nicht um präkambrische Schichten handeln kann.

Es wurde eben dargelegt, daß die Laaser Schichten einen bestimmten stratigraphischen Horizont einnehmen, und zwar unter dem Quarzphyllit. Nimmt man an, daß jene Schichten dem Kambrium oder dem obersten Algonkium angehören, als der ältesten Formation, aus der bisher Fossilien bekannt geworden sind, so müßte man für den darüberliegenden Quarzphyllit mindestens silurisches Alter annehmen. Dies stimmt aber nicht damit, daß der Nordtiroler Quarzphyllit, dem der Laaser gleichsteht, schon tief unter dem Untersilur der Dientener Schichten liegt und ebenso nicht mit den paläozoischen Ablagerungen der Karnischen Alpen, wo auch noch die silurischen Ablagerungen als nicht metamorphe, fossilführende Schichten über dem Quarzphyllit liegen. Es bleibt also nur die Möglichkeit, entweder den Quarzphyllit als oberes und die Laaser Schichten und ihre Äquivalente in den anderen Teilen der Ostalpen als Unterkambrium anzusehen oder da dies wegen der Mächtigkeit des Quarzphyllits und Kalkphyllits (und der Wildschönauer Schiefer) wenig Berechtigung hat, die Laaser Schichten und Genossen als präkambrisch (im allgemeinen, nicht im engeren Sinne von Algonkium) zu bezeichnen. In diesem Falle hätten wir also in den fraglichen Crinoiden des Laaser Marmors die ältesten bisher aus den Alpen bekannt gewordenen Fossilien vor uns; daß es schon lange vor dem Kambrium Tiere gegeben hat, ist ja aus der Entwicklungslehre mit Sicherheit zu schließen. Aus den oberen Teilen des Algonkiums sind ja auch solche schon bekannt.

In dem Kamme, der vom Passeirer Schneeberg, dem oben-erwähnten Crinoidenfundorte, zum Jaufenpaß zieht, tritt eine Gesteinsfolge auf, die petrographisch der von Laas entspricht, bestehend aus Glimmerschiefern, Staurolithglimmerschiefern, Amphibolit und Marmor, welcher letzterer nach Osten hin durch das Ratschingesertal zur Gilfenklamm bei Sterzing zieht und unter den technisch und künstlerisch verwendbaren weißen Marmorsorten nach dem Laaser Marmor in Tirol an zweiter Stelle steht. Die Crinoidendolomite vom Schneeberg gehören aber nicht diesem Komplex an, sondern einer davon verschiedenen, wahrscheinlich jüngeren Schichtfolge¹⁾, die andere Schichtreihe zieht über das Passeiertal hinüber ins Pfeldertal und erscheint — zufolge den Darstellungen Staches und teilweise meinen eigenen Beobachtungen — nach einer Unterbrechung im Schnalsertale wieder am Zerminger bei Schlanders und in der Bergkette nördlich von Eys, gegenüber den Bergen von Laas.

Die Ratschingser Gesteine entsprechen den Gesteinen der Schieferhülle der Hohen Tauern und die Laaser Schichten erinnern

¹⁾ Auch Frech bezeichnet in seinem „Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen“ (Wiss. Erg. z. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereines, 2. Bd., 1. Hft. pag. 58) die Ratschingser Marmore als älter.

an die untere Abteilung derselben, „die aus kalkarmen oder freien Silikatgesteinen besteht, denen gelegentlich größere reine Kalklager eingeschlossen sind“¹⁾. Die Analogie wurde bereits von Stache²⁾ betont, der die Laaser Schichten zu den „kristallinen Kalken und Schiefern der sogenannten Schieferhülle (Kalkphyllitgruppe)“ zählt und den untersten Teil der Quarzphyllitgruppe als teilweise äquivalent annimmt.

III. Quarzphyllitgruppe.

Einerseits im Martelltal (Saugberg und Schichtelberg) direkt über den Gneisen, anderseits vom Laasertal bis zum Praderberg über den Laaser Schichten liegt der Quarzphyllit; in beiden Fällen ist die Grenze keine scharfe, besonders nicht bei den Laaser Schichten, wo der Übergang von den Staurolithschiefern zum Phyllit sogar sehr allmählich ist. Es treten an der Schluderscharte staurolithhaltige Schieferlagen noch innerhalb des Phyllits, in den liegenden Teilen desselben auf.

Der Phyllit besitzt den allerorts verbreiteten und bekannten Gesteinscharakter des Quarzphyllits. Lagen mit besonders vielen und großen, gequetschten und verbogenen Quarzknuern und Nestern beobachtet man im hintersten Pedertal bei der Zunge des inneren Pederferners.

Der vergletscherte Kamm vom Laaserspitz bis zum Madritschjoch samt den gegen das Martelltal ausstrahlenden Seitenkämmen besteht aus Quarzphyllit. Gegen Westen verkeilt er sich mit dem Augengneis des Hohen Angelus und bildet stellenweise (Tschengelser Hochwand, Südwestgrat der Vertainspitze) die Decke auf demselben.

Nahe unter dem Gipfel der mittleren Pederspitze — an ihrer Südseite — liegt im Phyllit konkordant eine Schichte eines gneisartigen Gesteines. Es ist schwach schiefrig, feinkörnig und aus dem gneisigen Gemenge treten viele schrotkorngroße, rundliche, weiße Körner hervor, wodurch das Gestein schon makroskopisch ein klastisches Aussehen gewinnt. U. d. M. verschwindet die schiefrige Struktur fast ganz; man sieht ein Aggregat rundlicher oder kantengerundeter Körner, die durch eine sehr feinkörnige, glimmerige Masse verkittet sind. In der Kittmasse stecken auch etwas größere Glimmerschuppen. Die Körner entsprechen einzelnen Mineralindividuen, seltener bilden Aggregate ein einheitliches „Geröll“. Das Gestein zeigt keinerlei Kataklyse. Die Körner sind zum größeren Teile Feldspat, besonders sind die großen makroskopisch hervortretenden fast durchaus nur Feldspat, und zwar Oligoklasandesin. Unter den kleinen Körnern findet man Albit und Orthoklas (?). Die Feldspäte sind ganz frisch; die Albite bilden Karlsbader Zwillinge, die Plagioklase zeigen vielfache, aber nur kurze, rasch abbrechende Zwillingslamellen. Was von den Körnern

¹⁾ Becke, Exkursion durch das Westende der Hohen Tauern. Exkursionsführer d. Intern. Geologenkongresses in Wien 1903.

²⁾ Stache u. John, Beitr. z. Kenntnis d. ält. Eruptiv- u. Massengesteine d. Mittel- u. Ostalpen. 1. T. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 178.

nicht Feldspat, ist Quarz, der gelegentlich als Aggregat ein Korn bildet, auch zusammen mit Feldspat. Die größeren Glimmerschüppchen sind Muskovite; in der glimmerigen Zwischenklemmungsmasse ist mehr Biotit zu sehen.

Ein ähnliches Gestein tritt auch weiter westlich vom Plattenspitz im Quarzphyllit auf. In geringer Ausbreitung beobachtete ich an der Ostseite der Schluderspitz (ziemlich nahe unter dem Gipfel) ein gleiches gneisiges Gestein, in dem bis 1 cm große plattgedrückte rundliche Feldspäte stecken.

Als eine Seltenheit liegen im Quarzphyllit im obersten Teil des Schludertales zwei kleine Lagen von Cipollin, und ein weiteres sehr kleines am Kamm zwischen Schluderspitz und Schluderzahn.

Amphibolite (Hornblendeschiefer) und Chloritschiefer im Quarzphyllit.

Hornblendegesteine finden sich im Quarzphyllit einerseits am Nordrand des Laaserferners, in den Wänden zwischen den Gletscherzungen, anderseits südlich des Laaser Gletscherbeckens in einer vom Lyfital bis Sulden reichenden Zone. Beide sind auch in der Gesteinsart etwas verschieden.

Weitaus mächtiger und ausgedehnter sind die im Süden der Gletscher. Es handelt sich hier, wie es oben für die Amphibolite im Phyllitgneis beschrieben wurde, um einen Horizont im Phyllit, in welchem mehrere einzelne große Lager jener Gesteine eingeschlossen sind, die hier dank der Höhenlage fast durchweg gut aufgeschlossen sind. Im Osten beginnend, haben wir zunächst ein $2\frac{1}{2}$ km langes und im Höchstausmaße etwa 200 m mächtiges Lager, das von dem Felskopfe (P 2835) in der Mitte des Lyfitales über die Sonnenwand (das Schichtstreichen dreht sich aus NW—SO im Lyfital nach ONO—WSW im Pedertal) bis zu dem Felsgehänge zwischen Äußerem und Mittlerem Pederferner reicht, wo es rasch zwischen die Schiefer auskeilt.

Im Pedertal folgt dicht darauf — aber nicht mit ihm zusammenhängend — der Amphibolit der Frischelwand, der sich gegen Osten bis über die Schildplatte, gegen Westen bis zu den Moränenhängen des Inneren Pederferner ausdehnt (1.5 km). In der westlichen Fortsetzung trifft man am Kamm, der Peder- und Rosimtal trennt, zwar keine Amphibolite, wohl aber in der Tiefe des Rosimtales und an dem von der Vertainspitze nach Sulden absinkenden Kamm. An diesem Kamm bildet der Amphibolit den oberen Teil der gegen den Rosimboden abfallenden Wände — am Grat oben streicht er der Schichtlage entsprechend in die Luft aus, nach unten zu verschwindet er unter dem Glazialschutt. Da er im unteren Teil ungefähr NS streicht, gabelt sich sein Ausstreichendes am unteren Teil des sich verbreiternden Kammes. Auf ihm liegen Staurolith- und granathaltige Phyllite und darüber folgt bei der „Kanzel“ ein zweites Lager von Amphibolit, das einerseits bis zum Rosimbach, anderseits bis zum Suldenhotel hinabreicht, und auf ihm liegen ebenfalls wieder Staurolithphyllite. Das obere Lager wird weiter nördlich noch von einem kleinen dritten Lager begleitet. Der ganze Schichtkomplex bildet hier eine steil gegen Westen in

die Tiefe sinkende Wölbung. Das Streichen dreht sich von NO—SW im Gehänge ober dem Zaybachtal über NS bis WNW—OSO im Rosimtal und dementsprechend kommen am Südufer des Rosimbaches wieder die beiden Amphibolitlager zum Ausstreichen an den Felsköpfen zwischen dem Rosimbach und den Moränen des Schöntaufferners. Außerdem steht noch unter den Wänden der Plattenspitz, nahe der Zunge des Rosimfeners Amphibolit an, der unter dem trennenden Schutte mit dem unteren großen Lager zusammenhängen dürfte, und ein ganz schwächtiges Vorkommen am untersten Felseck links am Ausgang des Tales (über dem Wege zur Schaubachhütte). Die beiden Hauptlager werden auch auf der Südseite des Rosimtales von Staurolithglimmerschiefer überlagert. Das Liegende des oberen Lagers ist Phyllit, der in den über dem unteren Lager liegenden staurolith- und granatführenden Phyllit übergeht, ebenso wie über dem hangenden Lager liegender Staurolithschiefer nach oben in gewöhnlichen Quarzphyllit übergeht. Beim unteren großen Amphibolitlager ist das Liegende im Rosimtal durch Glazialschutt verdeckt, an den Rosimwänden liegt ein mächtiges Granitgneislager darunter; an dem Hange gegen den Zaybach kommen darunter Schiefer heraus, die an der Grenze zwischen Phyllitgneis und Quarzphyllit liegen und in denen ebenfalls einzelne kleine Granitgneislager auftreten.

Das Gestein aller dieser Lager ist dunkelgrün, feinfaserig bis kurzstenglig und deutlich schiefbrig, oft mit dünnplattigem Bruch; die weißen (farblosen) Bestandteile machen sich wenig bemerkbar, weit aus der größte Teil des Gesteines besteht aus dunkelgrünen Hornblendenadeln, die annähernd parallel geordnet sind. Seltener sind etwas gröberstenglige (Rosimtal) und gebänderte Abarten (Frischelwand). U. d. M. zeigen die vorherrschenden faserigen Gesteine eine ausgezeichnet lineare Textur. Die Hornblende ist blaßgrünlich mit schwachem Pleochroismus. Plagioklas ist wenig, in kleinen Körnern lagen- oder nesterweise eingestreut. Unter den Akzessorien tritt der Titanit an Menge hervor. Die Hornblende ist auch in den schwach-schiefrigen grobkörnigen Formen von gleicher Art; der Feldspat ist Oligoklas.

Das interessanteste Vorkommen ist das an der Frischelwand, weil es deutliche Zeichen einer eruptiven, und zwar intrusiven Entstehung erkennen läßt. Der Amphibolit greift mannigfach in die Schiefer ein nach Art einer magmatischen Durchäderung, beide sind intensiv gefältelt und ineinandergeknetet. Daneben treten deutliche Kontakterscheinungen auf: Der Phyllit ist in der nächsten Nähe des Kontakts bis auf ein paar Meter weit in einen zweiglimmerigen, vorwiegend biotithältigen Gneis umgewandelt, in dem erbsengroße Granaten stecken. U. d. M. zeigt dieses Kontaktgestein keine Kontaktstruktur, sondern die eines kristallinen Schiefers, wobei höchstens die oft quergestellten Biotitblättchen und die gegenseitigen Einschlüsse der Bestandteile etwas auffallen, eine Erscheinung, die aber bekanntlich auch in kristallinen Schiefen häufig ist. Die Bestandteile sind die eines Gneises. Der Amphibolit selbst ist in der Randzone sehr grobkörnig, die Hornblende ist in breiten bis 0.5 cm langen Individuen entwickelt. Der Feldspatgehalt ist ein viel beträchtlicherer als in der

Hauptmasse, die Textur ist nur mehr schwachschiefrig. An anderen Stellen ist er an der Grenze als wirrfaseriges Hornblendeaggregat entwickelt. Die Grenze zwischen Amphibolit und (kontaktmetamorphen) Phyllit ist ganz verschwommen, da der Phyllit an der äußersten Randzone in Menge Hornblende enthält, außerdem aber — als das auffallendste Zeichen eruptiver Tätigkeit — beide Gesteine in ihrer Randzone massenhaft Turmalin enthalten. Derselbe bildet bald Garben mit Turmalinkristallen bis zu Dezimeterlänge, bald rundliche Nester bis zu Faustgröße, in denen die Turmaline auch in radialstrahlig sich kreuzenden Büscheln angeordnet sind, oder endlich Adern und Gangausfüllungen von Turmalinfels.

Ein Schliff aus einem solchen turmalinhaltigen Grenzgestein zeigt, daß in einem wirren Aggregat von prismatischer, blaßgrüner Hornblende und Biotit mächtige Turmalinkristalle stecken; die Hornblendenadern stoßen durch die Turmaline durch oder sind gelegentlich auch ganz von ihnen eingeschlossen. Der Turmalin ist im Schliffe rötlichbraun gefärbt, ähnlich der Farbe des Biotits.

Ähnliche Turmalinisierung der Kontaktgesteine, aber in geringerem Ausmaße sieht man auch am Sonnenwandlager an seinem westlichen auskeilenden Ende.

An diese Amphibolite des Rosimtales schließt sich noch ein vereinzelt liegendes Vorkommen an, das ich in den Wänden, welche von der Vorderen Schöntaufspitz gegen die Legerwand (Zunge des Suldenferners) abfallen, auffand. Er unterscheidet sich von denen des Rosimtales durch die gröberkristalline Ausbildung sowie durch die mehr bräunlichgrüne Färbung der Hornblende (u. d. M. *a* farblos, *b* und *c* bräunlich mit Stich ins Grüne), kurze gedrungene Formen, häufig Zwillinge nach (100). Die Zwischenräume zwischen den Hornblenden werden erfüllt von einem glimmerigen Aggregat mit Zoisit und Titanit. Das Lager besitzt geringe Mächtigkeit.

Der zweite Fundort von Amphibolgesteinen ist der Hintergrund des Laasertales. Die Felsriegel zwischen den Zungen des Laaser-, Angelus- und Ofenwandferner werden von diesen Gesteinen durchzogen, die zwischen Laaser- und Angelusferner durch Zwischenlagerung schmaler quarzitischer-phyllitischer Lagen mehrfach geteilte Schichten bilden, während an den Felsköpfen zwischen Angelus- und Ofenwandferner zwei solche Lager übereinander auftreten. Gegen Osten setzen sie sich noch in den Wänden der Schluderspitz fort, gegen Westen sind nur nördlich der Zungé des Ofenwandferners noch zwei kleine Zipfel anzutreffen.

Die Gesteine heben sich von denen des südlichen Verbreitungsbezirkes ab durch das grünschieferähnliche Äußere, da sie vorwiegend sehr feinkörnig und ausgeprägt schieferig sind. Nur einzelne Lagen lassen größere Hornblendekristalle aus dem im Querbruche fast dichtem Steine hervortreten. Eine solche Lage zeigt u. d. M. die Hornblenden in Fasern geschart mit dem Pleochroismus: *a* hellgrünlichgelb, *b* dunkelmoosgrün, *c* bläulichgrün. Umwandlungen in Biotit sind nicht selten. Die übrige Masse des Gesteines besteht aus feinkörnigem Feldspat, der nahezu ganz durch Epidot, Zoisit und Calcit ersetzt ist und auch Biotite als Nachfolger kleiner Hornblenden

eingeschlossen hält. Aber auch die grünschieferähnlichen Lagen besitzen zufolge der mikroskopischen Untersuchung die Zusammensetzung von Amphiboliten: Hornblende und Plagioklas. Die Farben der Hornblende sind sehr ähnlich den obengenannten. Epidot ist vielleicht auch primär in einzelnen Fällen. In einem Falle wurde beobachtet, daß die großen Feldspate augenartig hervortreten.

Chloritschiefer kommen im Quarzphyllit der Laasergruppe nur in sehr geringer Menge vor, nämlich ein paar sehr wenig mächtige Schichten an den Marteller Vertainen (an der Stelle, wo der Südwestkamm der Inneren Pederspitz das Kartenblatt Glurns-Ortler verläßt) und eine ganz schwächliche Einlagerung nahe unter dem Gipfel der Äußeren Pederspitz. Der Chloritschiefer der Vertainen ist zum Teil ein Granatchloritschiefer; die Granaten treten knotenartig aus dem dünnstriefigen, feinstkörnigen Gesteine hervor. Die Bestandteile u. d. M. sind: Chlorit (*O* lauchgrün, *E* blaßgelblich, ganz geringe schiefe Auslöschung); Biotit, der sich in Chlorit umwandelt und darauf schließen läßt, daß ein Teil des vorhandenen Chlorits aus Biotit entstanden ist; einige wenige Plagioklas- und Quarzkörner und große blaßrötliche rundliche Granaten. Sekundär: Calcit, Quarz, Biotit, Epidot, Zoisit, Magnetit. Der andere Chloritschiefer ist ein Hornblendechloritschiefer. Seine Bestandteile sind Chlorit, Hornblende, Albit, Quarz, Titaneisen, sekundärer Titanomorphit, Calcit und Chlorit. Letzterer bildet sich nämlich aus Hornblende, welche vielfach einen Randsaum von Chlorit besitzt. Der Chlorit zeigt die für Pennin charakteristischen dunkelpurpurnen Polarisationsfarben.

Serpentin an der Inneren Pederspitz.

An dem von der Inneren Pederspitz gegen SO zwischen Madritschtal und Pedertal sich herabsenkenden Grat besteht der Felskopf nordwestlich über der tiefsten Scharte (Pederscharte, der Felskopf liegt auf der Spezialkarte kurz vor der Stelle, wo der Grat den Rand des Kartenblattes trifft) aus Serpentin, der ihm seine schroffe Form und die rotbraune Farbe gibt. Der Serpentin liegt konkordant als mächtige Linse im Quarzphyllit. An der Südseite, in der Scharte, sieht man Verrutschungen an der Gesteinsgrenze.

Der Serpentin ist massiv und bricht in großen kubischen Blöcken. Er ist — größtenteils — gleichmäßig dicht, von dunkelolivgrüner Farbe im frischen Bruch, rötlich an den Verwitterungsflächen. An vielen Stellen erscheinen im Serpentin Rhomboeder von Ankerit. Im frischen Bruch erscheinen sie hellgrünlich mit blitzenden Spaltflächen; an der Oberfläche oder an Klüften treten sie warzenartig oder in aufgewachsenen Kriställchen von ockergelber bis rötlich-gelber Farbe bis zu 2 cm Größe hervor. Neben dem Ankerit findet sich immer auch Talk, der manchmal faustdicke Nester und Lagen bildet, in großblättriger Aggregation. Er ist lichtgrünlich bis silberweiß. Beide treten besonders an den Stellen auf, wo der Serpentin zertrümmert und von Spalten durchzogen ist, so besonders an der Pederscharte, welche einen Übergang von den Madritschböden ins Pedertal bildet. Hier tritt neben Talk und Ankerit auch lichtgrüner Strahlstein auf, der ganze Blöcke

zusammensetzt. Er ist radial strahlig, büschelförmig aggregiert, wobei die einzelnen Nadeln bis zu 5 *cm* Länge erreichen. Der Serpentin selbst ist an manchen Klüften in langen (2—3 *cm*) glatten Stengeln (Metaxit) ausgebildet. An der Verrutschungsrandzone am Joch ist der Serpentin kleinblättrig, bei schwach schiefriger Textur des Gesteines.

Bei der mikroskopischen Untersuchung sieht man, daß das ursprüngliche Gestein restlos in Serpentin umgewandelt wurde. Der Serpentin ist unter dem Mikroskop feinfaserig, und zwar sind neben einem wirren Aggregat sehr kleiner Fasern meist Bündel und Nester größerer Fasern vorhanden und an solchen Stellen ist manchmal, aber ziemlich selten eine der Spaltbarkeit der Hornblende entsprechende „Gitterstruktur“ wahrzunehmen. Andererseits wurden, besonders in einem ankeritreichen Schriff auch Anzeichen einer ehemaligem Olivin entsprechenden „Maschenstruktur“ beobachtet. Der Serpentin ist im Dünnschliff nahezu farblos; größere Fasern zeigen einen Pleochroismus von sehr blaßgrün parallel der Längsachse, zu sehr blaßrötlich normal zur Längsachse. Die Interferenzfarben bei gekreuzten Nikols sind dunkelblaugrau oder dunkelmoosgrün. Magnetit ist sehr wenig vorhanden.

Das Vorhandensein der genannten Strukturen sowie das häufige Vorkommen des kalkreichen Ankerits lassen vermuten, daß das ursprüngliche Gestein vielleicht ein Amphibololivinfels war von ähnlicher Art wie die am oberen Sulzberg (Saß dell' Anell, Monte Tonale ¹⁾). Dieses Vorkommen würde allerdings dann eine Ausnahme darstellen, insofern alle die fünfzig Olivinfelslinsen der Ultentaler- und Sulzbergeralpen in den Gneisen liegen, während dieser Serpentin im Quarzphyllit steckt.

Gips im Pedertal.

Am Fuß der Nordabstürze der Marteller Vertainen (Kamm zwischen Peder- und Madritschtal) in ihrem innersten Teile steht ein schätzungsweise etwa 100 *m* langes und 30 *m* mächtiges Lager von Gips an. Der Gips ist gebankt und seine Bänke liegen konkordant mit denen des Quarzphyllits, der das Hangende bildet; das Liegende ist im Schutt begraben. Der Gips ist weiß bis lichtgrau und hochkristallin wie ein grobkörniger Marmor. Bei der Verwitterung der herabgestürzten Blöcke bildet sich eine kugelschalige Absonderung, heraus. Das Gestein ist etwas schwefelhaltig, was auch durch die lagenweise etwas gelbliche Färbung sich bemerkbar macht.

An der Süd- und Westseite des Ortlerstockes treten in den Sericitschiefern und Phylliten vielfach Gipslager auf und es liegt daher nahe, anzunehmen, daß auch dieser Gips von den Marteller Vertainen jener Gruppe von jüngeren Schiefen (siehe unten) beizuzählen sei. Da die Grünschiefer und Chloritschiefer am Kamm Eiseespitz — Madritschjoch und an den Vertainen der Analogie mit dem Vorkommen derselben Gesteine in der Val Furva und Val Zebrutal nach den obersten Partien des Quarzphyllits angehören,

¹⁾ Hammer, Olivinfelse aus Nonsberg, Sulzberg und Ultental. Zeitschr. f. Naturw. Bd. 72. Stuttgart.

so wäre auch die Annahme einer Überschiebungsfläche, unter welcher diese jüngeren Schichten in Gestalt dieses Gipslagers wieder zum Vorschein kämen, erleichtert. Es ist aber tatsächlich von einer solchen Überschiebungsfläche nichts zu sehen, der Gips zeigt durchaus nicht die Struktur eines „Abquetschungsrestes“ an einer mächtigen Überschiebung; zu dem unterscheidet ihn gerade sein spätes grobkörniges Gefüge von allen den Gipslagern in der Sericitschiefergruppe, welche durchaus feinkörnig oder dicht sind. Chloritschiefer, Quarzphyllit und Gips machen durchaus den Eindruck primärer, syngenetischer Nachbarschaft. Ich halte es demnach für zutreffender, dieses Gipslager nicht mit jenen gleichzustellen, sondern als zum Quarzphyllit gehörig zu betrachten.

IV. Gruppe der gipsführenden sericitischen Schiefer.

Diese Gruppe sei nur der Selbständigkeit halber hier aufgezählt, eine eingehende Besprechung derselben werde ich bei der Beschreibung der geologischen Verhältnisse des Sulden-Trafoier Gebietes geben, da diese Gesteine vorzüglich im Trafoiertal entwickelt sind und hier nur am äußersten Rande hereinreichen.

Es sind dies silberglänzende bis stahlgraue, feinblättrige Phyllite, manchenorts eigentliche Sericitschiefer; in ihnen finden sich mehrfach Gipslager und häufig Gipsausblühungen. Sie sind jedenfalls jünger als der Quarzphyllit; Stache führt sie als „Grünschiefer und Grünwacken“ als stellvertretend mit der oberen Abteilung der „inneralpinen Grauwackenformation“ auf, von Theobald werden sie mindestens zum großen Teil als Veruccano bezeichnet.

Im untersten Teil des Nickbachgrabens bei Prad wechsellagern mit den oben beschriebenen grünschieferähnlichen Amphiboliten phyllitische Schiefer. Zu oberst liegen am Talausgang feinfaserigblättrige Sericitphyllite mit Gipsausblühungen; im Osten zu liegen am unteren Ausgang der Schlucht des Tschengelsbaches, noch sericitische Schiefer, die vielleicht auch noch hierher zu rechnen sind. Westlich des Nickbaches liegen ein paar Fetzen solcher Schiefer bei den Triasschollen in der Schmelz (bei Prad), auch hier teilweise über den Amphiboliten liegend. Ebenso erscheinen sie an der Reichsstraße von Prad nach Gomagoi wieder und gehen noch unterhalb der Stilferbrücke nach unten in erzhältige Muskovitphyllitgneise über, die ganz denen gleichen, welche am Tschrinbache als Zwischenlagerung zwischen den Amphiboliten auftreten. Diese Phyllits an der Reichsstraße bilden die direkte Fortsetzung der ausgedehnten Verbreitung derselben bei Stilfs.

Ortlerkalk bei Prad.

In der „Schmelz“ ober Prad stehen an der Reichsstraße mehrere isolierte kleine Massen von bituminös riechendem dolomitischen Kalk an, demselben Kalk, welcher den Ortler aufbaut und triadischen Alters ist. Sein Auftreten an dieser Stelle hängt mit dem Bau des Trafoier Gebietes zusammen und wird später besprochen werden.

Glaziale Ablagerungen.

In der Laasergruppe haben Gletscher in alter Zeit mächtige Ablagerungen hinterlassen und erzeugen solche auch noch in der Gegenwart.

Die rezenten Ablagerungen beschränken sich natürlich auch auf die nächste Nähe der Gletscher; es sind Stirn- und Ufermoränen und durch die Gletscherbäche umgelagerter Moränenschutt. Ihre Verbreitung kann aus der geographischen Karte abgelesen werden. Von ihnen zu den altglazialen Ablagerungen leitet ein kontinuierlicher Übergang; in der Umgebung aller Gletscherzungen liegen neben den frischen Moränen solche, die schon übergrünt sind und von früherem größeren Gletscherumfang zeigen, der oft noch historisch, bei anderen aber bereits geologisch ist.

Über die altglazialen Ablagerungen sei hier nur ein Überblick gegeben, da sich diese besser in der Zusammenfassung über ein größeres Gebiet bei anderer Gelegenheit werden schildern lassen.

Die altglazialen Sedimente der Laasergruppe sind zweierlei Herkunft: einerseits von nacheiszeitlichen Lokalgletschern, andererseits von den großen Gletscherströmen, welche die umschließenden Haupttäler erfüllt haben, das ist hauptsächlich der Eisstrom des Etschtales. Einer der bedeutendsten Ursprungsäste ist der von der Ortlergruppe kommende, welcher sich bei Prad mit den vom Reschenscheideck, Tauferer, Schlinig- und Matschertalgebiet kommenden vereint. Von Gomagoi (Trushof) bis Tschengels ist der Fuß des Laaserberges mit den Grundmoränenmassen dieses Trafoi-Suldenergletschers bedeckt. Die Moränendecke reicht bei Fohnair bis 1600 *m* hinauf, bildet sonst aber eine in 1300 *m* Höhe sich haltende Terrasse. An den größeren Bacheinschnitten tritt fast überall der anstehende Fels darunter zutage. Gleichwohl ist die Mächtigkeit, besonders an den Hügeln ober Prad, eine sehr bedeutende (schätzungsweise 100 *m*). Die vielen Gerölle von Ortlerkalk, welche sie enthält, erzählen von ihrem Ursprung.

Von Tschengels abwärts sind infolge der Steilheit des Gehänges nur an einzelnen Flecken Reste von Grundmoränen des Etschgletschers erhalten geblieben, so östlich ober Tschengels und bei Parnez. In größerer Menge finden sich solche wieder am Gehänge des Nördersberges gegenüber Schlanders. Das auffallend flache, durch mehrere Terrassen abgestufte Gelände von Außernördersberg ist zum großen Teil von Moränen bedeckt, welche Blöcke von Ortlerkalk enthalten (auf der Spezialkarte sind die Bezeichnungen Inner- und Außernörderswand verwechselt). Leider gestattet die (eben infolge des vielen Schuttes) dichte Wald- und Wiesenbedeckung im oberen Teile des Gehänges wenig Einblick in die Zusammensetzung des Bodens.

Im Martelltal sind von dem diesem Tale entsprechenden Gletscherarme nur ganz wenige Moränenreste erhalten: dieses Ursprunges dürften die zwischen Stallwies und Schmiedhof liegenden Reste und die bescheidenen Moränenreste gegenüber Bergaun außer Salt sein. In den Wiesen ober Ennetal (Kirche) zeigt ein größerer Anschnitt ebenfalls Moräne.

Bei Morter (700 m) ist der Ausgang des Martelltals durch einen schwach bogenförmigen Wall abgeschlossen, auf dem die Ruinen des Schlosses Montani stehen. Hier liegt eine kleine Talverlegung vor: der ursprüngliche Tallauf war bei dem Bauernhause neben der Burg (da, wo jetzt der Abkürzungsweg von Latsch geht); diese Ein-senkung ist durch Moränen verschlossen und der Bach schneidet ganz am westlichen Bergfuß durch die Felsen sich durch. Die alte Kapelle St. Stephan steht noch auf dem abgeschnittenen Felssporn, das Schloß und sein Vorwerk Untermontani auf den Moränen. Die Moräne hat das Aussehen einer Stirnmoräne und führt nur Material aus dem Martelltal (sehr viel Pegmatit, Phyllit und Glimmerschiefer). Ein ganz ähnlicher Moränenwall ist auch der, auf welchem die Ruine Gargitz (ungefähr 930 m) bei Prad steht, und ebenso tritt am Ausgang des Laasertales eine mächtige Moräne lokalen Ursprunges auf (St. Martin 1054 m). Die übereinstimmende Lage dieser Moränen am Talausgang ist ein Zeichen eines stationären Zustandes dieser Gletscher während

Fig. 3.



ihres letzten Rückzuges und entspricht dem Verhältnis ihrer Höhenlage zur gegenwärtigen Schneegrenze nach dem Gschnitzstadium Pencks.

Ablagerungen von lokalen Gletschern der letzten Rückzugsperiode liegen in allen den kleineren Tälern. Es sind meistens langgestreckte Schuttrücken, welche die Talsohlen erfüllen und an Stelle des einen Gerinnes zwei parallele an den Rändern des Schuttrückens setzen, (im Nickbachtal besonders schön ausgebildet) oder sie erscheinen als schmale Terrassen; das letztere in den größeren Seitentälern (Tschengelsertal, Laasertal). Im Nickbachtal erstreckt sich dieser Wall von 1600—2300 m, die Terrasse im Laasertal reicht von 1200—1600 m, im Tschengelsertal von 1400—1600 m, in den kleineren Gräben der Nordseite (Tschrinbach, Tschengelsburggraben, Schgumsergraben, Unteralmgraben) liegen sie fast durchweg zwischen 1900 und 2200 m. Auch im Saugberg und am Schichtelberg reicht der glaziale Schuttwall bis 1900 m herab, aufwärts aber bis 2500 m.

Sonst liegen in den SO gerichteten Seitentälern des Martell (Seite der Laasergruppe) diese Glazialablagerungen höher, nämlich (mit wechselnder Abgrenzung) zwischen 2400 m und 2600 m, und

ebenso in den ins Suldental mündenden Tälern. Im Laasertal und in ähnlicher Weise auch in den anderen größeren Seitentälern, in denen jene Wälle oder Terrassen relativ tief liegen, liegen höher oben Reste eines weiteren Rückzugsstadiums, das den Übergang zum heutigen Stand der Gletscher vermittelt.

Granite.

Ein für den Aufbau der Laasergruppe sehr bedeutsamer Faktor sind die mächtigen granitischen Massen, nämlich der Marteller Granit und der Angelusaugengneis, beides granitische Gesteine von sehr ähnlicher Zusammensetzung, die sich aber durch ihre Struktur und — wie unten ausgeführt werden wird — vielleicht auch durch ihre Entstehung unterscheiden.

Marteller Granit.

Der eine dieser Granite kommt im mittleren Teile des Martelltales zutage und ist durch den Tallauf mitten entzweigeschnitten und dergestalt tief hinein trefflich aufgeschlossen. Die Sohle des Tales liegt auf eine lange Strecke im Pegmatit. In der Tiefe aus mächtigen intrusiven Lagern bestehend, zerteilt er sich im Hangenden in unzählige dünnere Lager und Gänge, welche auf der Seite der Laasergruppe bis zum Laaser- und Schluderspitz hinaufreichen. Da ich an anderer Stelle schon ausführlich über den Marteller Granit berichtet habe¹⁾, sei hier nur in Kürze angeführt, daß das Gestein größtenteils Muskovitpegmatit ist, aber auch Muskovitgranit und -granitgneis vertreten sind und daß Gänge von Turmalinpegmatit, Aplit und Quarzfels vorkommen. An Mächtigkeit und Ausdehnung sind die Marteller Granitmasse und die der Angelusgruppe einander so ziemlich ebenbürtig.

¹⁾ Über die Pegmatite der Ortlergruppe. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 345. Ergänzungsweise sei noch angeführt, daß Herr Prof. Rothpletz seiner freundlichen Mitteilung zufolge in dem Pegmatit unter der Schluderscharte größere Kristalle von Beryll gefunden hat. Ferner möge hier noch eine kleine Berichtigung stattfinden: In den Profilen, welche ich dem II. Teil der Beschreibung der Ultentaler Alpen (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 541) beigegeben habe, ist in den Profilen 10 und 11 (auf pag. 571) der Marteller Granit (*P*) mehr in Lager zerteilt gezeichnet, als es, wie Begehungen nach Abschluß der Arbeit gezeigt haben, der Fall ist. Ober Maria i. d. Schmelz bildet der Granit eine geschlossene Masse von 700 m Mächtigkeit und erst am unteren Ende der Breitlahn (Kar nördlich des Ebenen Jöchls) treten Schieferlagen darin auf. Dasselbe gilt von den Wänden unter dem St. Johannspitz. Es sind also in Profil 10 nur die zwei obersten Lager getrennt zu zeichnen, die darunterliegenden zu einer Masse zu vereinen und ebenso sind in Profil 11 die drei eingezeichneten Lager zu einem zu vereinen. In dem Profil 9 entspricht die Auflösung in einzelne Lager den tatsächlichen Verhältnissen (ebenso in allen anderen Profilen). Die geschlossene Hauptmasse des Marteller Granits liegt eben zwischen Hölderle und Thial (Wiesen an der Mündung des Marteller Rosimtales) und das Profil 9 (Gegend von Gand und Enewasser) liegt schon in der Zone der seitlichen Ausfaserung zwischen den Schiefern.

Augengneis der Angelusgruppe.

Im westlichen Teile der Laasergruppe wird der vergletscherte schroffe Gebirgskamm, welcher vom Vertainspitz über den Hohen Angelus zur Tschengelser Hochwand zieht und seine Seitenkämme, wie die Schöneckschneid, der Stiereckkamm und andere, von einem Gestein aufgebaut, das im wesentlichen das Aussehen eines Augengneises besitzt. Seine massigen Blöcke erfüllen die Kare, setzen die Moränen zusammen und sind über die ganzen Hänge ober Sulden hin zerstreut. Im unteren Suldentale reicht er bis zum Bach herab und steht in Verbindung mit den Lagern desselben Gesteines, die im kristallinischen Sockel des Ortlers fortlaufend längs dem ganzen Suldentale auftreten. Er bietet auch ein schönes, gut verwendbares Baumaterial, wie zum Beispiel an der neuen Kirche in Sulden zu sehen ist.

Petrographisch betrachtet, ist das Gestein nicht ganz gleichartig im ganzen Verbreitungsgebiet gestaltet.

Der größte Teil der ganzen Massen ist von jenem petrographischen Charakter, wie ihn zum Beispiel die Felskämme des Hohen Angelus und der Vertainspitze zeigen und der auch an den Blockhalden bei Sulden bequem beobachtet werden kann. Die Blöcke sowohl wie die anstehenden Felsen brechen massig und gleichen darin und in ihrer Verwitterung Graniten, wie denn auch diese Berge im ganzen in ihren Wänden und den zackigen Graten durchaus das Bild von Granitbergen geben. In der Nähe besehen, zeigt das Gestein durchweg eine schiefrig-flaserige Textur, die durch das Hervortreten einzelner besonders großer Gemengteile die besondere Tracht eines Augengneises annimmt. Die Farbe des Gesteines ist in frischem Bruche weiß, sonst ein helles Grau mit Abschattungen ins Grünliche oder Bräunliche. Auf dem Hauptbruche blitzen einzelne kleine Schüppchen von lichtem Glimmer auf, neben denen aber meist noch ein feiner, grünlicher, sericitischer Überzug oder ebensolche Flecken zu sehen sind; im Querbruche fallen sofort die großen Feldspatäugen auf, die dicht beieinander liegen; sie sind linsenförmig, ohne Kristallflächen, an den Enden ausgezogen und verschwimmend. Wo sie besonders linsenförmig sind, verschwimmen sie wohl auch mit der anderen Gesteinsmasse, so daß der Augengneischarakter verloren geht und an seine Stelle der eines groben Granitgneises tritt. Im Bruche geben sie glänzende Spaltflächen; oft heben sie sich durch graue Färbung von dem rein weißen Quarzfeldspatgrundgemenge ab. Feine Glimmerfasern bringen im Querbruche des Gesteins die Schieferung zum deutlichen Ausdruck. Die Feldspatäugen erreichen eine Größe von 2 cm Länge und 1 cm Breite, noch größere sind selten. Auch das Quarzfeldspatgemenge ist verhältnismäßig grobkörnig. In anderen Abarten, zum Beispiel vom Lyfispitz, vom Pöderfikt und anderen verringert sich Zahl und Größe der Augen, diese treten aber scharf umgrenzt in ausgesprochener Augenform hervor und der ganze Augengneis ist hier eigentlich deutlicher als solcher gekennzeichnet. Dabei heben sich die Feldspatkristalle weiß von dem lichtgrauen Grundgemenge ab; die Schieferung ist eine intensivere. Daran schließen sich Formen, in

denen die Augen noch seltener oder ganz flachgedrückt sind, die Textur ist sehr stark schiefrig, der glimmerig-sericitische Belag des Hauptbruches ein vollständigerer. Dies ist besonders bei den Lagen des Ortlersockels, aber auch im Gaffaungraben, am Hochwarter, Stiereckkamm und anderenorts anzutreffen. Diese nähern sich natürlich auch in Bruch und Verwitterungsformen mehr den Schiefergneisen. Eine der Augenstruktur ganz entbehrende feinkörnige, schuppig struierte Abart, die sich von den eben genannten durch ihren deutlicheren Granitgneischarakter, die Glimmerarmut und dementsprechend rein weiße Farbe unterscheidet, steht am Fuße des Schafspitzes im Tschengelsertale an. An diese Form schließen sich dünnplattige, sehr feinkörnige, weiße bis grünlichgraue Schiefer vom Charakter von Aplitschiefern an, die jedenfalls auch diesem ganzen Gesteinsverbande angehören. Sie treten in der Nedstadt, dem Hochtale, welches von der Zunge des Ofenwandfeners zum oberen Ende des Tschengelserfeners verläuft, am Südhange der Deutschenruhewand (P. 3141) sowie am Stiereckkamm auf. Eine dünnschiefrige derartige Abart, deren Schieferungsflächen mit Sericit überzogen sind und dergestalt das Aussehen eines Sericit-schiefers darbieten, tritt im obersten Teile des Folnaiergabens (unter der verborgenen Blais [P. 2583]) auf, eingelagert in massigere Formen.

Alle diese Abarten zeigen unter dem Mikroskop die gleichen Hauptbestandteile: Alkalifeldspat, und zwar überwiegend Mikroklin, sehr häufig mit perthitischer Durchwachsung; bedeutend weniger Plagioklas (Oligoklas bis Andesin); Quarz und Glimmer (mehr Muskovit als Biotit). Die Feldspate überwiegen in der Regel bedeutend an Menge über alle anderen Gemengteile. Die Unterschiede der Abarten liegen in der Struktur und teilweise auch in dem Mengenverhältnisse der Bestandteile. Strukturell ist allen das gemeinsam, daß sie in größerem oder geringerem Grade Zeichen von Kataklase aufweisen. Gesteine von dem obengenannten Haupttypus zeigen im Dünnschliff eine undeutlich porphyrisch-klastische bis flaserige Struktur. Die Einsprenglingsfeldspate zeigen keinerlei Eigenformen und besitzen meist die Mikroklingitterung, oft auch daneben noch Perthitbildung von netzförmiger Zeichnung. Daneben findet sich in geringer Menge ein saurer Plagioklas. Eine strenge Scheidung von Einsprenglingen und Grundmasse ist nicht vorhanden. An der Zusammensetzung der letzteren beteiligt sich auch in erster Linie der Mikroklin, daneben Quarz und Plagioklas; der wenige Glimmer ist fast durchaus Muskovit. Als seltene Übergemengteile erscheinen dort und da Apatit und Zirkon. An Proben mit Einwirkung stärkerer Kataklase, wie es zum Beispiel an den Augengneisen am Scheibenkopf (hinterer Grat) sehr schön zu sehen ist, sieht man dann, wie die großen Feldspate in Teile zerbrechen, die aneinander verschoben und bei weitergehender Einwirkung ganz zertrümmert und fein zerrieben werden. Dabei zersetzen sich die Feldspate und neugebildeter Quarz sammelt sich lagen- oder flaserweise an. An dem Augengneis am Nordkamme des Pöderfikts sieht man übrigens auch mit freiem Auge am Anstehenden, wie die Feldspatagen längs Spaltflächen zerbrechen und diese Teile sich aneinander verschieben. Die Zertrümmerung der Feldspate geht

manchmal bis zum vollständigen Verschwinden der „Augen“. In den stark schiefrigen Formen tritt mehr Biotit auf als in den anderen.

Die dünnplattigen Aplitschiefer besitzen ein gleichmäßiges, feines Korn. Die Bestandteile sind die gleichen wie bei den anderen. Bei den Feldspaten wurde Mikroklingitterung nicht beobachtet. Auch hier überwiegt in der Regel der Feldspat an Menge gegen Quarz und Glimmer. Glimmer, und zwar Muskovit, ist stets reichlich vorhanden. Als Übergemengteile beobachtete ich mehrfach Turmalin in zahlreichen kleinen Kriställchen, außerdem Rutil, Titaneisen und Titanomorphit.

Verbreitung und Lagerungsform.

Ein Überblick über die Verbreitung wurde bereits oben gegeben.

Die geschlossene Masse von Augengneis, welche den Kamm vom Rosinjoch zur Tschengelser Hochwand bildet, reicht beiderseits bis zum Fuße der Wände herab bis unter die Düsseldorferrhütte, beziehungsweise bis zum Laaserferner, Ofenwand- und Tschengelserferner, wo Eis oder Schutt das Liegende verbirgt. An der Hochofenwand, dem Angelus und am Nordwestgrat der Vertainspitze und an der Schöneckschneid sind ganz schwächliche Schieferlagen eingeschaltet. An der Tschengelser Hochwand selbst liegt eine flach muldenförmige Kappe von Phyllit auf dem Augengneis. Ebenso legen sich am Rosinjoch die Phyllite auf den Augengneis. Diese Abgrenzung nach oben und nach den Seiten ist aber keine einmalige, überall gleichbleibende, sondern der Augengneis bildet auch noch im Hangenden der großen Hauptmasse konkordante Lager im Phyllit und ebenso steht er seitlich mit den Sedimenten in vielfacher Verzahnung durch konkordant in den Schiefen liegende Lager. Solche Lager treten als östlichste Ausläufer der ganzen Masse am Lyfispitz¹⁾ und Lyfjoch (2—20 m mächtig) auf, wo gleichzeitig auch Gänge des Marteller Granits in die Phyllite eingedrungen sind. Ebenso findet am Südwestkamme der Vertainspitze eine solche Verzahnung durch Lager statt. Hier ist diese aber — und zwar ist dies die einzige Stelle, wo ich dies mit Deutlichkeit beobachten konnte — begleitet von einer feinen Durchäderung der Schiefer parallel den Schieferlagen mit dem Material des Augengneises (der in diesen Adern aber keine Augenstruktur besitzt), die ganz an die analogen Erscheinungen bei dem Pegmatit im Sulzberg erinnert. An den Wänden, mit welchen dieser Kamm gegen die Zunge des Rosimfeners abstürzt, beobachtete ich auch das einzigmal in dem ganzen weitausgedehnten Bereiche dieser Angelusaugengneise einmal ein zweifelloses Durchbrechen der Schiefer durch den Augengneis; an allen anderen Stellen fand ich Konkordanz zwischen Augengneis und Schiefer (von tektonischen Diskordanzen infolge deutlicher kleiner Störungen abgesehen). In dem Massiv der Vertain- und Angeluspitze erreichen die Augengneise eine Mächtigkeit von 1000 m.

¹⁾ In dem Profil 22 (Fig. 4) ist der Augengneis am Lyfispitz irrtümlicherweise diskordant auf dem Phyllit liegend dargestellt; in Wirklichkeit liegt der Augengneis dort durchaus konkordant im Phyllit.

Da bereits jenseits des Laaserferners, der den Vertainspitz-Angeluskamm im Osten umschließt, nur mehr wenige geringmächtige Lager auftreten, muß hier ein sehr rasches Auskeilen in den Schiefen statthaben.

Von der Tschengelser Hochwand geht gegen SW der Kamm der Schöneckschneid ab, dessen Wände bis zu den Schutthalden hinab aus Augengneis bestehen. An dem sanfteren Gehänge gegen Westen (Silberblais, Vorderes Schöneck) kommt in ungefähr 2400 *m* der darunterliegende Phyllitgneis zutage, der in einzelnen Keilen in die Augengneise eingreift. Ebenso liegen an der Silberblais und an der Nordwestseite der Schöneckschneid geringmächtige Phyllitlagen konkordant im Augengneis. Sehr mächtig entfalten sich die Augengneise dann an dem von der Tschengelser Hochwand zum Stiereck und zur Verborgenen Blais ziehenden Kamme. Schon Zwischen Pöderfik (P. 3140) und der Hochwand, mehr aber noch zwischen Stiereckkamm (P. 2839) und Verborgenen Blais (P. 2583) im obersten Teile des Tschinbachgrabens schieben sich teilweise mächtige Phyllitlagen zwischen die Gneise ein, die sich in Lagern von 200—400 *m* Mächtigkeit gegen Osten hin fortsetzen. Am Schafspitz, Saurüssel und an dem von der Deutschenruhewand (P. 3147) gegen die Zunge der Laaserferner verlaufenden Kamm keilen die Augengneislager im Laaser Glimmerschiefer rasch aus¹⁾. Westlich des Kammes Stiereck—Verborgene Blais schließen sich die Augengneislager wieder zu einer größeren einheitlichen Masse (800—1000 *m* mächtig) zusammen, welche tiefer unten, durch Schiefer in zwei Äste gespalten, das ganze Gehänge über die Fornaier Alpe und gegen Ratschelhof hinab bis zum Suldenbach bilden und die Verbindung herstellen mit der 100—300 *m* mächtigen Lagermasse, welche im kristallinen Sockel des Ortlers über Mutberg, Marltrücken, Kuhberg und hinteren Grat bis zum Suldenferner reicht. Ein mehr allein stehendes Lager erstreckt sich durch die Nordwände der vorderen und hinteren Schöntaufspitze über die Innere Pederspizze weg bis ober die Schäferhütte im Pedertal.

Diese Gesteine sind aber nicht auf die Laasergruppe beschränkt, sondern sie breiten sich nördlich der Etsch weithin aus in den Gehängen ober Eyrs und Schländers und ebenso am Grenzkamme gegen die Schweiz (Stilfserjoch—Glurnserköpfl).

Der petrographische Charakter dieser Augengneise weist auf einen magmatischen Ursprung des Gesteines hin. Die Frage ist aber, ob dieses Magma als Intrusivgestein erstarrte oder ob es sich als Deckenguß über den Sedimenten ausbreitete.

Die Ähnlichkeit in der Form des Auftretens mit dem benachbarten Marteller Granit läßt unwillkürlich gleich die erstere Annahme als zutreffend erscheinen. Das rasche Auskeilen der großen Lagermassen in den Schiefen in Gestalt kleiner im Schiefer verlaufender Lager, die an einer Stelle beobachtete feinere Durchäderung der

¹⁾ Statt einer Einzelbeschreibung der einzelnen Lager ist es besser, auf die Darstellung in der Karte, die später erscheinen wird, und auf die Übersichtskarte (Taf. XV [II]) zu verweisen.

Schiefer mit magmatischem Material und die am gleichen Orte beobachtete durchgreifende Lagerung, die gleiche Stellung zwischen Gneis und Phyllit begründen eine solche Annahme und der Hauptunterschied, nämlich der Gesteinsunterschied — hier im wesentlichen Pegmatit, dort Augengneis — ist einerseits nur ein struktureller, da die Hauptbestandteile, besonders die Feldspate die gleichen sind, und wird andererseits dadurch überbrückt, daß auch aus den Marteller Graniten lokal (allerdings selten) durch Druckwirkung gleiche Strukturen wie in jenem hervorgehen und dergestalt die Augengneisstruktur als eine weit ausgedehnte derartige kataklastische Erscheinung aufgefaßt werden könnte.

So bestechend diese Analogie ist, so muß aber doch berücksichtigt werden, daß ebenso gute Gründe für die Deckennatur vorgebracht werden können. Denn in manchen Punkten hinkt die Gleichstellung mit dem Marteller Granit: Eine durchgreifende Lagerung wurde nur in ganz seltenen Fällen sicher beobachtet und ebenso ist die Durchäderung nur an einem im Verhältnisse zur ganzen Erstreckung der Augengneise sehr beschränkten Umkreis beobachtet worden, während beim Marteller Granit ersteres ziemlich häufig und in viel großartigerem Ausmaße anzutreffen ist, und das gleiche gilt auch für die Durchäderung, wenn man die Sulzbergischen Vorkommen in Betracht zieht; es fehlen auch bei den Angelusgneisen alle Zeichen von Kontaktmetamorphose, wie solche am Pegmatit in Gestalt der Turmalinbildung ziemlich oft zu sehen ist (abgesehen von den Kontaktbildungen im Kalke, wozu beim Angelusgneis keine Gelegenheit vorliegt). Das Vorkommen einzelner durchbrechender Gänge und jene Durchäderung kann bei einem derartig mächtigen Deckensystem, das jedenfalls nicht als Ganzes auf einmal, sondern in mehrmaligen Ergüssen hervorgebrochen sein müßte, sehr wohl lokal vorkommen, da ja das Magma auch irgendwo aus der Tiefe emporgebrochen sein muß und bei dieser Gelegenheit auch von einem solchen Schlotte aus eine Injektion der nächst anliegenden Schiefer stattgehabt haben kann.

Die Struktur des Gesteines kann als eine Porphystruktur aufgefaßt werden, bei welcher durch Kataklyse die Feldspate ihre Eigenform verloren haben, die eventuell vorhandenen Quarzeinsprenglinge vollständig zerdrückt wurden (da ja die Quarze immer am ersten Druckwirkungen durch Zerbrechen erliegen) und das ganze Gestein eine Schieferstruktur erhielt. Der Umstand, der am meisten für die Deckennatur spricht, ist aber die Lagerungsform und die Verbreitung. Die fast ausschließlich konkordante Lagerung in den Schiefen, die Wechsellagerung mit den letzteren, besonders aber die in so weitem Umkreise herum konstante stratigraphische Stellung an der Grenze zwischen Gneis und Phyllit. Der Spielraum, innerhalb welchem sich die Pegmatite der Ortleralpen finden, ist doch ein weiterer — sie treten tief in der Gneisformation und im Phyllit noch auf — während jene sich in der Laasergruppe an die Grenze halten und auch im Vintschgau- und Trafoiertale weichen sie von dieser Zone kaum weit ab. Auch der Augengneis von Stavel im Sulzberg liegt an der Basis der Phyllite und ebenso treten in Nordtirol im nördlichsten Teile

der Ötztaler Alpen (nach den Mitteilungen Dr. Ohnesorges¹⁾ gleiche Augengneise in gleicher Horizontierung auf. In guter Kenntnis dieser stratigraphisch festliegenden Stellung derartiger Gesteine hat schon Stache²⁾ als erster Erforscher dieser Gegenden und auf Grund seiner umfassenden Kenntnis fast der ganzen kristallinen Gebiete der Ostalpen diese Gesteine, die er als „Knoten- und Wackengneise“ bezeichnete, als Schichtglied zwischen Gneis und Quarzphyllit angeführt und in Äquivalenz gestellt mit den Laaser Schichten („Gesteine der sogenannten Schieferhülle, Kalkphyllitgruppe“), mit denen jene Augengneise wechsellagern und mit deren Verschwinden westlich vom Laasertale jene an Mächtigkeit rasch anschwellen. Stache vergleicht sie gemischt mit den Südtiroler Porphyrdecken und deren Tuffen. In stratigraphischer Beziehung parallelisiert er ihn mit dem Arollagneis der Walliser Alpen. Wie schon Diener³⁾ betont hat, leiden aber Gleichstellungen dieser Art an der Schwierigkeit der sehr verschiedenen Entwicklung der kristallinen Schiefererien in den Ost- und Westalpen. Der Arollagneis liegt am Matterhorn über dem Kalkphyllit, nach den Darstellungen Dieners liegt er zwischen einer oberen (Valpelina) und einer unteren Phyllitgruppe (Mischabelhörner, Val di Bognanco etc.) beides Verhältnisse, die mit der Lage des Augengneises in der Laasergruppe nicht übereinstimmen, da er hier, auch wenn man die Deutung der Laaser Schichten als Kalkphyllitgruppe mit Stache annehmen würde, höchstens zu einer Nebenordnung beider käme.

Die im vorhergehenden aufgezählten Gründe, besonders aber die stratigraphischen Gesichtspunkte — die konstante Lage zwischen Gneis und Phyllit, die weite Verbreitung derartig gelegener Augengneislager — lassen mir die Deutung als Deckensysteme als die wahrscheinlichere erscheinen.

Granulit von der Frischelwand.

Anhangsweise sei im Anschlusse an die Granite noch ein Gang von Granulit aufgeführt, der an der Frischelwand im Pedertal zwischen den Amphibolitlagern zutage kommt.

Es ist ein sehr feinkörniges, richtungslos struiertes Gestein von weißer Farbe, in dem lose verstreut einzelne Granaten als winzige rote Tupfen bemerkbar sind. Das Mikroskop zeigt, daß es ein Gemenge von Quarz und Kalifeldspat mit einzelnen relativ größeren Granatkörnern und gelegentlich winzigen Fetzen von Biotit ist.

¹⁾ Siehe auch Ohnesorge, Die vorderen Kühltalerberge. Verh. d. k. k. geol. R.-A., 1905, pag. 175 u. f.

²⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877.

³⁾ Diener, Der Gebirgsbau der Westalpen, 1891, pag. 121 u. 122.

Tektonik.

Die Laasergruppe ist tektonisch nur ein Ausschnitt aus dem zusammenhängenden Faltenwurfe der gesamten Ortleralpen. Vom Marlingerjoch bei Meran läßt sich bis zum Cevedale eine im Phyllit liegende Schichtmulde beobachten, welche ungefähr dem Gebirgskamme folgt. Nördlich von ihr fallen in den schattenseitigen Berghängen des Vintschgaus bis Latsch herauf, die Schichten fast ausnahmslos steil berglein, also nach Süd, beziehungsweise Südost. Es wurde an anderer Stelle¹⁾ als wahrscheinlich hingestellt, daß es sich nicht um einen einfachen Muldenschenkel, sondern um nach Nord überkippte Faltung handelt. Diese südfallende Region nun setzt sich über das Martelltal in die Laaser Berge herüber fort, verbreitet sich hier aber so, daß der weitaus größere Teil der Gruppe in ihr liegt. Vom Praderberg, Schafspitz—Jennewand an, das heißt von den unmittelbar über der Etsch aufragenden Vorbergen bis zum Ursprung der Plima, zum vergletscherten Scheidekamm zwischen Martell und Sulzberg fallen die Schichten durchaus nach Süden ein. Den Nordrand der südfallenden Schichtmassen bildet im östlichen Teil eine nach Nord überkippte Falte — die Marmorfalte der Jennewand — deren östlichste Ausläufer als „knieförmige“ Falte am Fuß des Gebirges jenseits des Martelltales sich bis gegen Naturns fortsetzt. Daran schließt sich, mit den südfallenden Schichten ein Gewölbe zusammensetzend, eine Randzone von steil N fallenden Schichten, welche die steilen hohen Berghänge des Vintschgaus bilden.

Die Verteilung der Schichtneigung tritt auffallend deutlich in der jetzigen Form der Berge hervor. Die Hänge, mit denen die Berge sich aus dem Etschtale erheben, entsprechen in ihrer Steilheit und den oft hervortretenden Felsstufen ganz den N fallenden Schichtplatten, während andererseits die Phyllitberge des anderen Teiles eine ausgesprochene pultförmige Gestalt haben: nach N die steil abbrechenden Schichtköpfe, nach Süden ein der mäßigen Neigung der Schichten nachgebildetes sanftes Gehänge. Dies fällt besonders an den Seitenkammen auf (Saugberg, Lorkenwand—Schluderhorn etc.).

Jene riesige südfallende Schichtmasse besteht aus Quarzphyllit; eingelagert in sie, beteiligt sich an diesem Südfallen auch der Augengneis der Angelusgruppe. Im Norden kommen unter dem Quarzphyllit die auch noch gleichliegenden Laaser Schichten zutage, während im Martell- und Suldentale die Phyllitgneise die Basis bilden. Auch die Lager des Martellgranits neigen sich gleichsinnig mit dem Phyllit gegen Süden.

Die Neigung der Schichten nimmt gegen Süden zu; in den am weitesten nordwärts vorgerückten Teil, der Tschengelserhochwand, liegen die Schichten sehr flach und die Phyllitkappe auf dem Augengneis besitzt eine selbständige flachmuldige Einbiegung. Das Streichen ist im Martelltal vorwiegend NO—SW, gegen das Suldentale zu dreht es sich mehr in ONO—WSW und in der Angelus- und

¹⁾ Ultentaleralpen, II. Teil, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904.

Tschengelhochwandgruppe ist es meist ungefähr OW. Ober Sulden neigen sich die Schichten größtenteils westlich gegen das Tal hinab (Silberblais, Schöneck, Rosimkanzeln) und dementsprechend beobachtet man NS bis NW—SO-Streichen.

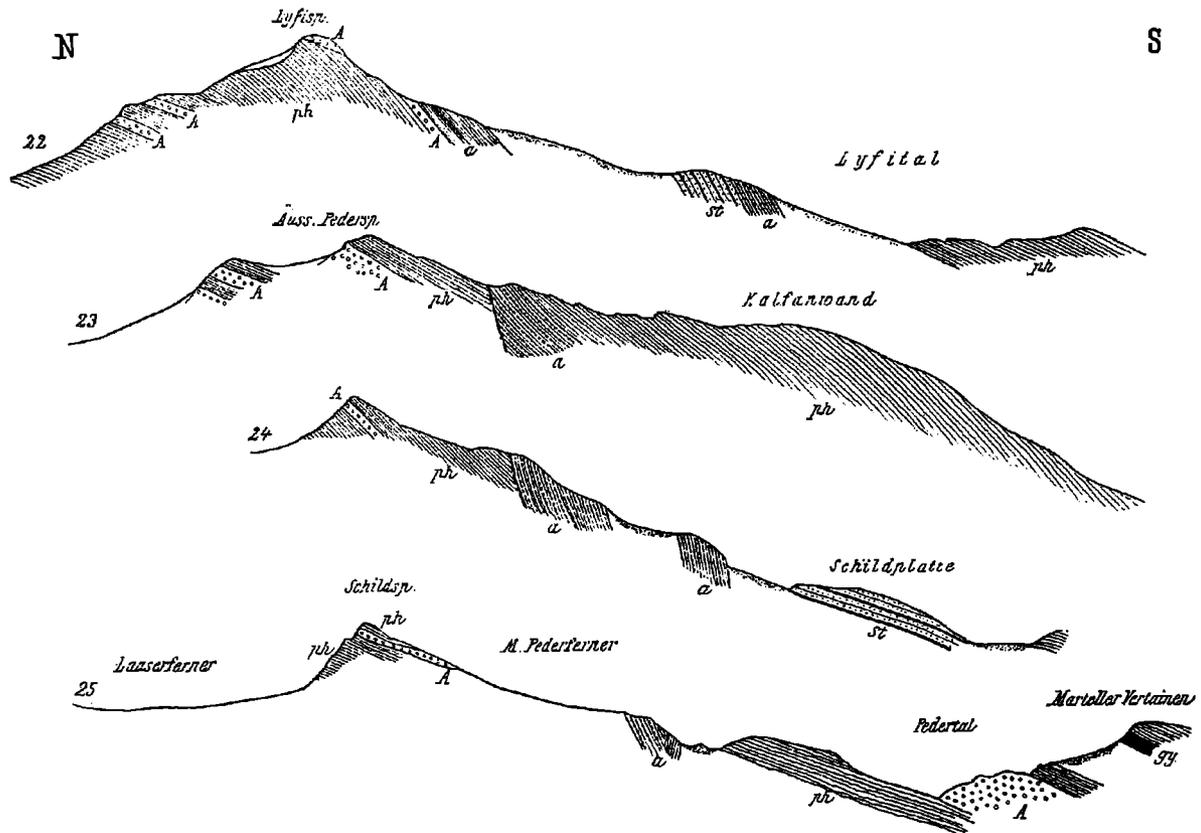
Daß dieser ganze südfallende Schichtkomplex nicht eine tektonische Einheit ist, erscheint von vornherein wahrscheinlich, da man sonst für den Quarzphyllit die entschieden unwahrscheinliche Mächtigkeit von 6—10 *km* annehmen müßte. Vollständige Falten innerhalb dieses Komplexes sind nicht zu sehen. Wohl aber sind Anzeichen dafür vorhanden, daß mehrere Schuppen übereinander liegen.

Zunächst wurde aus stratigraphischen Gründen schon bei früherer Gelegenheit¹⁾ vermutet, daß die Chloritschiefer des Eisseeespitzkammes Zeichen einer Überschuppung seien, da diese Gesteine in den umliegenden Gegenden im Hangenden des Quarzphyllits auftreten, hier aber noch von der ganzen Phyllitmasse zwischen Eisseeespitz—Mutspitz und dem Cevedale—Hochfernerkamm überlagert werden.

Deutliche Störungen aber begleiten die Amphibolite des Peder- und (Suldener) Rosimtales. Der Amphibolit der Sonnenwand ist an seinem Nordrand deutlich an eine Verwerfungsfläche angepreßt. (Siehe Profil 23, Fig. 4.) Im Lyfital erleidet dieses Amphibolitlager eine Knickung seines Streichens aus der OW in die NW—SO-Richtung. Die Amphibolite ober der Schildplatte stoßen in sehr steiler, fast seigerer Stellung von den flachliegenden Schichten der Schildplatte ab. (Profil 24.) An der Schildplatte selbst und an dem in der Mitte des Lyfitales gelegenen Felskopfe (P. 2835) erscheinen hier mitten im Phyllitgebiet Staurolithschiefer, die im Habitus jenen der Laaser Schichten sehr ähnlich sind, nur ist das „Grundgestein“, in dem die Staurolithe (und Granaten) stecken, mehr phyllitisch als bei jenen. Diese Staurolithschieferlager entsprechen ihrer stratigraphischen Stellung nach etwa jenen Staurolithschieferlagern, die im Laaserspitz in den tiefsten Teilen des Quarzphyllits, das heißt an der Grenze gegen die Laaser Schichten, auftreten. Diesem Wiederauftauchen der tiefsten Quarzphyllithorizonte entspricht es auch, daß beide Vorkommen in der Taltiefe auftreten, während auf den Höhen ringsum nichts davon zu sehen ist. Das Auftreten dieser Basisschichten ist ein sicheres Zeichen der gestörten Lagerung der ganzen Quarzphyllitmasse, da bei normaler Lagerung die ganze kolossale Quarzphyllitfolge Pederspitz—Troppauerhütte unter diese Schichten einfielen. Tatsächlich bietet ja auch die Diskordanz mit den angrenzenden Schichten ein Anzeichen der Störung. Korrespondierend mit dem Vorkommen des Peder- und Lyfitales kommen jenseits des hohen Bergkammes in der Tiefe des Rosimtales auch wieder die Staurolithschiefer zutage und mit ihnen auch Amphibolite, welche von jenen überlagert werden. Es wurde bereits oben die Lagerung dieser Amphibolite beschrieben; sie liegen in einer steil gegen West in die Tiefe sinkenden Wölbung; sowohl im Rosimtal wie an der „Kanzel“ kommen unter den Phylliten in Begleitung der Amphibolite wieder die Staurolithschiefer zum Vorschein. Da nördlich davon, am Zaybach und westlich am Kuhberg

¹⁾ Geologische Aufnahme d. Blattes Bormio-Tonale. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1905, I.

Fig. 4.



Maßstab 1:30 000.

A = Augengneis. — *st* = Staurolithglimmerschiefer. — *ph* = Quarzphyllit. — *a* = Amphibolit. — *gy* = Gips.

bereits wieder die Phyllitgneise anstehen, so entspricht ihre stratigraphische Stellung ganz der der Laaser Glimmerschiefer ober Göflan. Am Zaybach und ober dem Postamt Sulden fallen die Phyllitgneise gegen NW ein, liegen also scheinbar auf den Phylliten, zwischen Zaybach und dem Gehänge ober dem Suldenhotel fehlt es aber auf eine große Strecke hin an jedem Aufschluß, so daß das gegenseitige Lagerungsverhältnis nicht bestimmt werden kann.

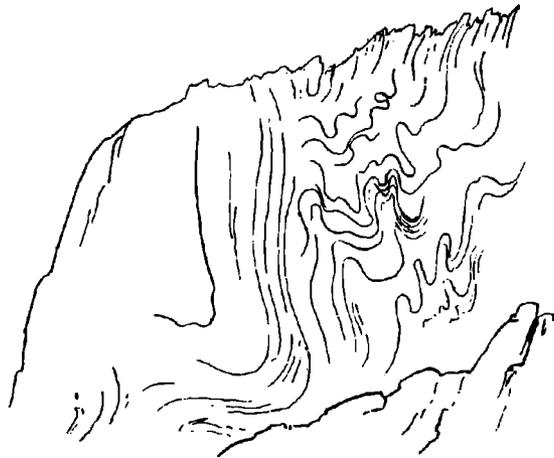
Längs dem Nordrande liegen die südfallenden Quarzphyllite auf den Laaser Schichten, welche vom Laasertal östlich eine selbständige, gegen Nord übergeneigte Falte bilden. Die Verbindung mit dem Hinterland ist bei dieser Falte auf die Strecke Laaserspitz-Ennetal (Kirche) durch eine Überschiebungsfäche unterbrochen: der ganze Saugberg besteht aus Phyllitgneis und Pegmatit, beides als unmittelbare Fortsetzung der gleichgebauten gegenüberliegenden Talseite des Martell. Ebenso wie am Flimmsee über dem Phyllitgneis der Quarzphyllit unmittelbar auflagert, so geht auch der Phyllitgneis des Saugberges in den Wänden des Laaserspitz und am Schlichtberg (Schichtelberg der Karte) rasch in Quarzphyllit über. Der dem Saugberg nördlich gegenüberliegende Kamm Weißwandl-Laaserspitz besteht aus Staurolithglimmerschiefer und auch der oberste Teil des Saugbergkammes, wo er sich mit jenem Kamme vereinigt, besteht aus solchen Staurolithschiefern; steigt man nun an dem steilen Nordgrat zum Laaserspitz hinauf (Profil 11 auf Taf. XVI [III]), so trifft man an der Scharte ober der Vereinigung jener Grate schon Phyllitgneis, darüber folgen wieder Staurolithschiefer, dann klettert man über phyllitische Schiefer, die höher oben deutlich den Charakter von Phyllitgneis haben, und am Gipfel selbst steht man auf den Platten des Quarzphyllits, der von hier an ununterbrochen bis zu den fernen Gletscherkämmen im Süden reicht. Diese Phyllitgneislagen am Nordgrat sind der westlichste Zipfel des Phyllitgneises des Saugberges und man ist deshalb gezwungen, nachdem die Staurolithschiefer aus den früher angeführten Gründen sehr wahrscheinlich als jünger anzusehen sind als die Phyllitgneise, anzunehmen, daß diese Gneisbasis der Phyllite längs dieser Linie Laaserspitz-Ennetal auf die Laaser Schichten hinaufgeschoben ist.

In den obersten Wänden des Laaserspitz gegen die Schwarzwand (NW) treffen sich Phyllitgrenze und Überschiebung; letztere läuft vielleicht innerhalb der Übergangszone von Quarzphyllit zum Glimmerschiefer noch weiter als eine der Beobachtung sich entziehende Blattverschiebung. Darauf deutet das Vorhandensein einer zweifellosen Bruchlinie, welche bei Bodenhof das Suldental überquerte und deren konstruierte Fortsetzung mit der Laaserspitzlinie zusammenträte. (Siehe diesbezüglich die Voranzeige über die Neuaufnahme der Ortlergruppe in den Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1906, Nr. 6.)

Von der „Laaserfalte“ selbst wurde oben ein Überblick gegeben. (Siehe die Profile Fig. 2 und Taf. XVI [II]). Diese Falte wechselt innerhalb ihres Längsverlaufes rasch ihre Form. Sie beginnt im Ultentalergebirge mit der „knieförmigen“ Falte, wie sie bei Latsch zu sehen ist. Am Eingang des Martelltales richtet sich diese Falte senkrecht auf und ist am Eichberg (Alter Läger) als nach oben offene

normale Mulde zu sehen. Weiter westlich wird sie gleich enger zusammengepreßt, vom Nordschenkel durch einen Längsbruch eine flache Scholle abgeschnitten. Die Muldenachse verläuft südlich des Kammes. Dies zeigt der Querschnitt. Am Göflaner Schartl (Laaser-schartl) ist die Muldenmitte ganz am Kamm. Von hier an westlich kippt die Mulde nach Norden über und bleibt in dieser Lage bis an ihr westliches Ende. Diese Mulde ist aber durchaus einseitig; wir haben einen steilen südfallenden Südschenkel und anderseits einen Nordschenkel, der teils eben liegt, teils sich nach Norden abwärts-senkt. Dem südfallenden Schenkel gliedert sich aber ein gleichliegender an, die zusammen dergestalt eine zusammengeklappte, steil gegen N übergeneigte Falte bilden. Am Weißwandl und Mitterwandl ist die nordschauende Mulde zu sehen; an der Jennewand die ganze

Fig. 5.



Fältelungen in der Mitte der überkippten Mulde der Laaser Schichten.
Rechtsseitige Wand der Schlucht zwischen Mitterwandl und Göflaner See.

Falte. An der Südseite der Marmorlager, an denen diese Tektonik am augenfälligsten hervortritt, liegen hier die mächtigen, gleichmäßig S fallenden Staurolithschiefer bis zur genannten Überschiebungslinie. Von Ennetal (Kirche) östlich liegt keine Überschiebung mehr vor, wohl aber wahrscheinlich eine senkrechte Bruchfläche. Es steht nämlich am linken Ufer der Plima bei Salt noch der Staurolithglimmerschiefer an, flach N fallend und am rechten Ufer der Phyllitgneis mit SO fallen. Die Jennewand wird aus der Falte der Marmore gebildet. Wo der steil stehende Flügel in den wagrechten übergeht, haben mehrfache kleine enge Fältelungen stattgefunden, wie sie an der Westwand der Jennewand schön zu erschauen sind (Taf. XVI [I]). Ebenso sind dieselben in kleinerem Ausmaße in der Schlucht, die vom Mitterwandl zum Göflaner See hinaufführt, schön zu sehen, wie aus Fig. 5 ersichtlich

ist. Es sind an der Jennewand aber nur die höheren Lagen der Laaser Schichten so hoch empor geklemmt worden; denn die in der Tiefe liegenden Lager bilden, wie am Eingang des Schwarzwandgrabens zu sehen ist, nur eine ganz flache Antiklinale. Bemerkenswert ist, daß fast alle guten Steinbrüche in dem horizontal liegenden Schenkel liegen; nur die am Nordfuß der Jennewand liegen in dem steil aufsteigenden. Die flachliegenden Lager sind eben viel weniger zerklüftet; allerdings sind es gerade auch die mächtigsten und am wenigsten von Schieferlagen durchzogenen Lager, welche im liegenden Schenkel ausbeissen.

Weniger gut entwickelbar als in dem besprochenen Teile ist die Tektonik in der nördlich davon gelegenen Zone, da sich hier Mangel an Aufschlüssen mit Unsicherheit der stratigraphischen Zuordnung vereinen. (Profil 1—7 [Fig. 2]).

An die Schichtmulde beim Alten Lager schließen sich am Eichberg nordfallende Phyllitgneise an und über diesen liegen am ganzen Hang bis Morter hinab und bis Holzbruck hinüber Staurolithglimmerschiefer. Längs der Linie Eichberg—Plafnegg—Sonnenwart kommen darunter die Phyllitgneise hervor mit den Amphiboliten. Zusammen mit dem südfallenden Schenkel der Mulde am Kamm liegt hier also ein regelrechter Sattel vor, in dessen Kern die älteren Schichten zutage kommen — vorausgesetzt, daß diese Phyllitgneise wirklich schon das liegende der ganzen Glimmerschieferentwicklung bilden und nicht nur eine facieell verschiedene tiefere Lage. Die flachen Terrassen des Nörderberges sind mit Glazialablagerungen, dichtem Wald und Humus bedeckt und bieten nur an den etwas steileren Hängen zwischen der Terrasse von Folmart-Aigen und der höheren Terrasse von Bärenstall—Haselhof—Weißkaser und am Fuß des Berges Aufschlüsse; gute Aufschlüsse bietet aber der den äußeren vom inneren Nördersberg trennende Graben von Tafraz und seine Verzweigungen. In dem mittleren Quellast dieses Grabens treffen wir wieder die an die Kammulde sich anschließende Antiklinale; sie ist steiler aufgerichtet und besteht aus Staurolithglimmerschiefer mit Marmorlagern; die Sattelachse liegt hier also wahrscheinlich tiefer als am Eichberg. Suchen wir den Zusammenhang mit den östlichen Aufschlüssen, so stoßen wir zunächst im nächsten östlichen Quellgraben (unter Weißkaser) auf eine kleine Querstörung: eine eigene kleine NS streichende Antiklinale. An den Abhängen der Terrasse des Nördersberges gegen den Tafrazer Graben sehen wir weiters, daß die einheitlich N fallende Schichtfolge des Eichberges hier durch OW verlaufende seigere Brüche in mehrere Schollen zerteilt ist; an die steil südfallenden Staurolithschiefer bei Weißkaser schließt sich eine nördliche Scholle an, die aus flach N fallendem Phyllitgneis mit einer mächtigen Platte von Granitgneis besteht, daran stößt wieder ein sehr steil südfallender Stock von Staurolithglimmerschiefer mit ein paar Marmorlagen; dieser wird nördlich begrenzt von fast seiger stehendem Granitgneis und daran schließen sich am steileren Gehänge ober Wiben nordfallend Phyllitgneise, ebenfalls mit einem Granitgneislager, und am Hang von der Terrasse von Wiben gegen den Marmorweg hinab stoßen wieder flach S fallende Schiefergneise gegen den Augengneis, verbunden mit

einer teilweisen Drehung der Schichten in NW-Streichen. Gegen Osten lassen sich diese Schollen nicht weiter verfolgen; in dem Graben und den Hängen zwischen den beiden Terrassen sieht man die Fortsetzung der unteren N fallenden Phyllitgneise und Granitgneise bis Wiben hin, begleitet von Amphibolit und Marmor. Am Wege von Folmart nach Bärenstall trifft man auch noch die südlich davon anstoßenden S fallenden Staurolithschiefer. Das meiste ist verdeckt; in dem Gehänge unter dem Ebenen Wald, gegen Sonnenwart und Pläßnegg hinab, trifft man, wo an den Hohlwegen der Fels zutage tritt, durchaus den nordfallenden Phyllitgneis.

Im großen und ganzen bilden die Schichten am Nördersberg also eine Antiklinale, deren westlicher Teil von Längsverwerfungen zerschnitten ist. Am Fuße des Berges tritt bei Holzbruck und am Marmorweg bei Göflan flaches Südfallen ein oder wenigstens flachere Lagerung der Schichten als weiter oben, so daß hier wieder eine schwache Aufbiegung zu einer sehr flachen Mulde vorliegt, die aber durch kleine Störungen, zum Beispiel bei dem Amphibolit im Graben unter Folmart, betroffen wurde.

Die westlichen Verzweigungen des Tafrazer Grabens liefern leider fast gar keine Aufschlüsse, so daß hier der Anschluß an die westlicheren Profile sehr unklar ist. Die mehrfachen Marmorlager des mittleren Astes verschwinden vollständig.

Im Graben der Göflaner Alpe sehen wir am Mitterwandl die gegen N offene Mulde der Marmore: ihr nördlicher Schenkel liegt fast eben und senkt sich in kleinen Knickungen gegenüber der Göflaner Alpe (Kantine) etwas nach abwärts. In der Muldenmitte liegen am östlichen Begrenzungskamme Glimmerschiefer, die aber tiefer herab in Phyllitgneise übergehen; auf der Seite gegen den Tafrazer Graben gehen sogar feinkörnige quarzitische Gneise daraus hervor. An der Talstufe zwischen Kantine und Kleinalm sind die Schiefer wieder mehr phyllitisch und granatführend und fallen teilweise flach berglein. Den anderweitig beobachteten Faziesschwankungen nach kann man mit gutem Rechte jene gneisigen Gesteine auch noch zu Laaser Glimmerschiefern rechnen. Es ergibt sich dann eine einfache Überlagerung der von der Kleinalpe abwärts anstehenden Gneise durch die Laaser Glimmerschiefer. Diese Gneise neigen sich steil nach N abwärts. Einzelne Glimmerschieferlager (bei Spießhof) wurden schon früher als Zeichen eines faziellen Überganges angeführt. Daneben treten quarzitische feinkörnige Gneise auf, ähnlich denen bei Latsch, und zu unterst über der Etsch die Amphibolite, die von Göflan bis Laas zusammenhängend durchstreichen. Das Auftreten von gneisigen Schichten nahe der Muldenmitte der Laaser Schichten, wie es östlich der Göflaner Alpe eben beschrieben wurde ist noch auffallender westlich der Göflaner Alpe: an die Jennewand lehnen sich nördlich zwei kurze Seitengräte an wie die Armlehnen eines Lehnstuhles; zwischen ihnen liegt die „Untere Alpe“. Auf dem Marmor am Fuße der Jennewand liegen deutliche Laaser Glimmerschiefer (Granatglimmerschiefer), auf ihnen aber jene Seitengräte bildend mit mäßigem Nordfallen, feinkörnige quarzitische Gneise wechsellagernd mit Phyllitgneis und mit einer Einlagerung von Amphibolit. Tiefer abwärts am Gehänge kommt

unterhalb des Weges, der von der Kleinalm zur Unteren Alm führt, noch einmal ein Marmor in sehr flacher Lagerung zutage, der gerade die ideelle Fortsetzung des Marmors auf der Kleinalm bildet, also noch zum Laaser Glimmerschiefer zu rechnen ist. An dem westlichen der beiden Seitenkämme werden jene Gneise, beziehungsweise der Amphibolit am Nordabhange des höchsten Teiles von einer Verwerfung abgeschnitten und stoßen hier wieder an Glimmerschiefer. In der Felsrinne gegen Tarnell hinab stehen zu oberst auch noch diese Glimmerschiefer an, gegen unten zu liegen aber darauf die Phyllitgneise. Diese nordfallenden Phyllitgneise bilden, soweit der dichtbewaldete Hang eine Beobachtung zuläßt, das ganze weite mit den Schichten gleichgeneigte Gehänge zwischen unterem Laasertal und dem Tale der Kleinalm, am unteren Rande umsäumt von Amphibolit.

Bei den Gneisen an den genannten zwei Seitenkämmen ist es nicht nötig, eine Hinaufschichtung älterer auf jüngere Schichten anzunehmen, sondern sie können ebenso wie jenseits der Göflaner Alm als zu den Laaser Schichten gehörig angenommen werden. Die untere Grenze würde ungefähr der Marmor in der Höhe der Kleinalm bilden. Für die ober Tarnell auf den Glimmerschiefern liegenden Gneise muß aber eine Aufschichtung parallel den Schichtflächen zur Erklärung herangezogen werden. Die Lage dieser Schubfläche ist nicht erkennbar.

Während in dem Stücke Göflaner Graben—Laasertal demnach der früher erwähnte Sattel (Nördersberg—Tafrazer Graben) ganz verschwunden ist, kommt er jenseits des Laasertales wieder zum Vorschein. An der Ostseite des Laasertales zeigen die Marmorlager, daß der Nordschenkel jener Mulde hier noch ziemlich gleichmäßig flach nach Norden geneigt ist. An der anderen Seite des Tales aber begegnen wir auf einmal wieder einer sattelförmigen Aufrichtung der Schichten, die genau im Streifen des Sattels Tafrazer Graben—Nördersberg liegt. Man kann dieses rasche Wiederauftreten einerseits auf das ebenso rasche, fast vollständige Auskeilen der mächtigen Marmorlager, andererseits auf eine Querverwerfung zurückführen, deren Lage der des unteren Laasertales entspricht, da die Inkongruenz der beiden Talseiten im unteren Teile eine deutliche ist; im oberen Teile dagegen ist sicher keine Querverwerfung mehr vorhanden.

Vom Laasertal gegen Westen ist dieser Sattel dann kontinuierlich zu verfolgen bis an die Westgrenze unseres Gebietes. Der hohe Schichtensattel der Jennewand ist allem Anscheine nach nur eine lokale Emporzerrung der höheren Schichtlagen; denn wir haben oben schon gesehen, daß die Marmorlager in der Tiefe des Tales unter ihm sich nur zu einer ganz flachen Antiklinale erheben, die an der Westseite des Tales vollständig im Südschenkel des obigen — aus dem flachen Nordschenkel der Laaserfalte hervorgehenden — Sattels verschwindet. Die Achse dieses Sattels liegt ungefähr auf der Linie: Prader Schafhütte—Kaltes Gangl—Mutterseck—Stierberg. Ihr Verlauf ist kein geradliniger, sondern macht mehrfache Krümmungen. Auf ihrem Südschenkel ruhen unmittelbar die südfallenden Laaser Schichten und Quarzphyllite. Ihre Nordschenkel bilden die steil nordfallenden Phyllitgneise; die Sattelwölbung selbst liegt, soweit gerade da Auf-

schlüsse sind, bald im Phyllitgneis (Mutterseck, Tschrinbach), bald im Laaser Schiefer (Kaltes Gangl), bald gerade an der Grenze beider.

Es wurde schon oben besprochen, daß sich diese Lagerungsverhältnisse am besten durch eine teilweise Altersgleichheit von Glimmerschiefer und Phyllitgneis erklären lassen, wodurch die sonst notwendige Annahme einer Überschiebung entbehrlich wird.

In dem nordfallenden Schenkel des Sattels sind mehrfach Brüche und Verschiebungen an Verwerfungen zu beobachten. Das Profil 18 Taf. XVII [IV]) durch den Graben von Tschengelsburg zeigt zwei parallel dem Schichtstreichen verlaufende seigere Brüche, die sich auch östlich gegen das Tschengelsertal hin ein Stück weit verfolgen lassen. In dem auf der Karte fälschlich als Hengstböden bezeichneten Gehänge ober Daneidhof hat eine Drehung der Schichten in NNW-Streichen längs der Störungslinien stattgefunden. Auch am Eingange des Laasertales sind die Schichten, abgesehen von der Querverwerfung, auch von kleinen Störungen im Streichen betroffen worden.

Gewiß entziehen sich viele weitere solche Bruchbildungen mangels der nötigen Aufschlüsse und mangels der ausreichenden Klarheit der Schichtfolge der Beobachtung. Quetschzonen in den Gesteinen, Schichtknickungen wie die am Tschrinbach sind Andeutungen derselben.

Besonders aber gewährt das Studium des westlich anschließenden Gebietes, des Trafoiertales, des Ortlerstockes und der Umbrailgruppe Bestärkung in der Annahme von Bruch- und Überschiebungslinien, da solche dort deutlich nachweisbar sind und mit großer Wahrscheinlichkeit eine Fortsetzung derselben gegen Osten erwartet werden kann.

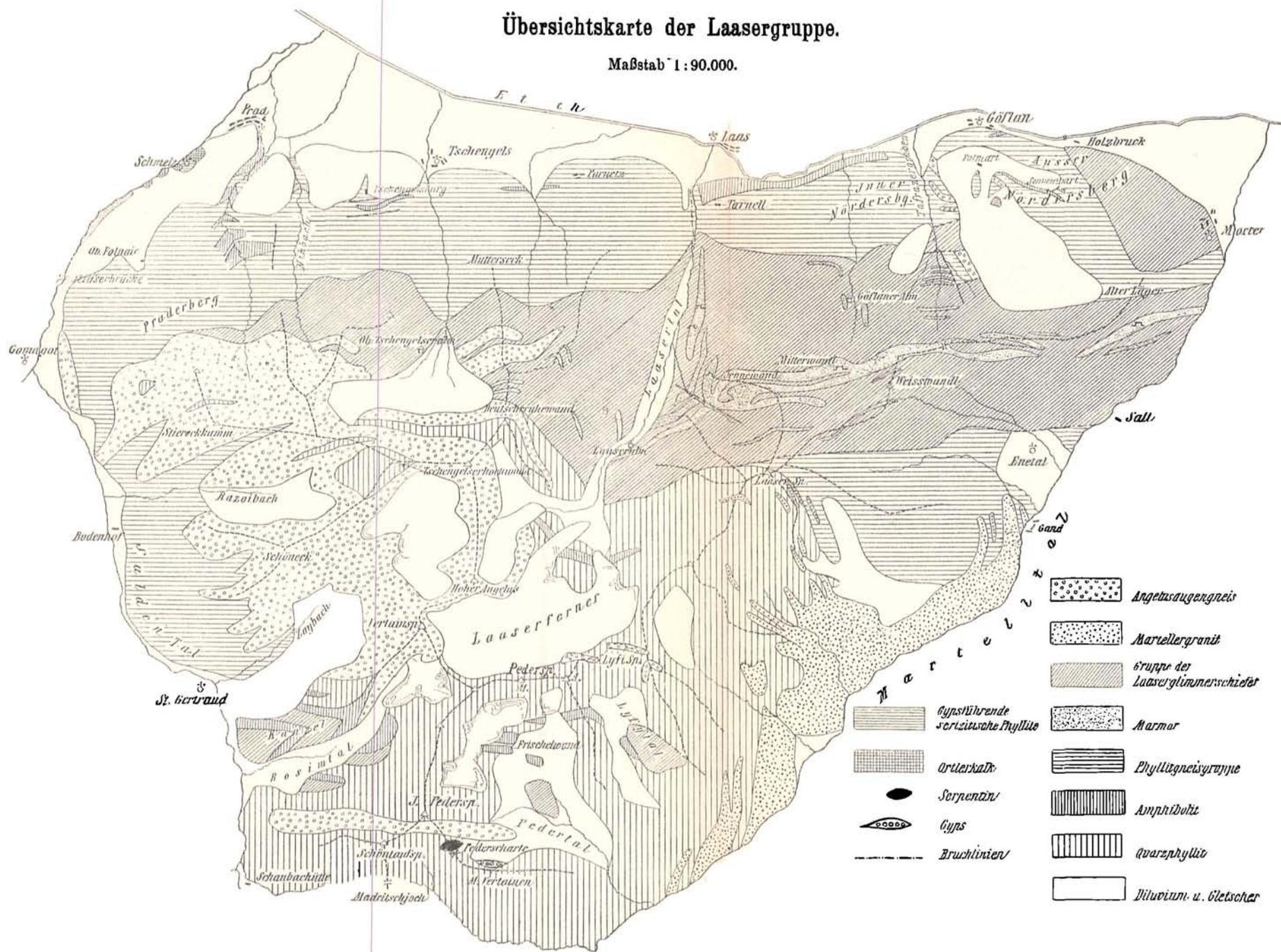
Eine Hauptbruchlinie bildet die Westgrenze des vorderen Teiles der Laasergruppe. Es ist die Störungslinie Trafoi—Gomagoi—Prad, längs welcher einzelne große Schollen von triadischen Dolomiten in überkippter Lagerung oder vielfach zertrümmerter Schollung tief in die Vorgebirgsmassen hinabgesunken sind. Solche Schollen sind die oben erwähnten dolomitischen Kalke in der Schmelz bei Prad. Eine nähere Darstellung werde ich im Zusammenhange mit der Geologie des Ortlerstockes später geben.



Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Band LVI, 1906.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.

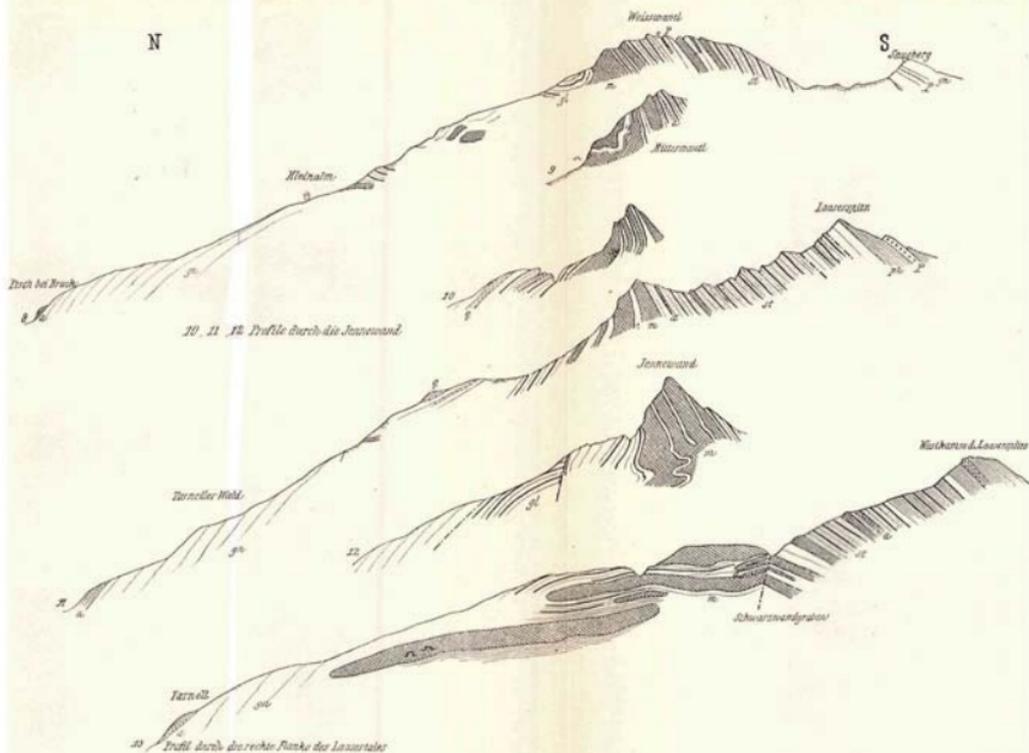
Übersichtskarte der Laasergruppe.

Maßstab 1 : 90.000.



Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Band LVI, 1906.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 29.

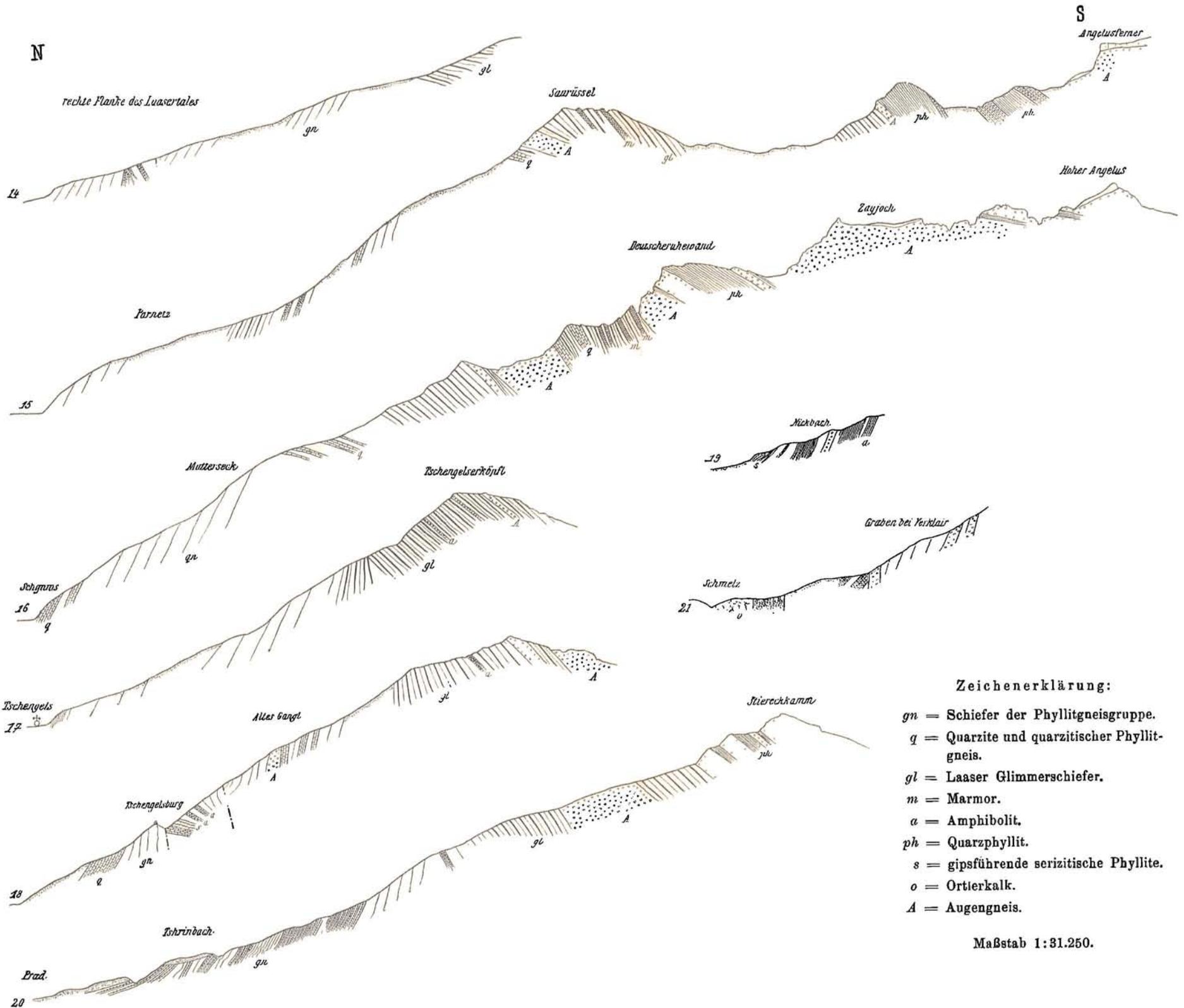


10, 11, 12 Profile durch die Jonswand.

20 Profil durch die rechte Flanke des Laaserstades

gs = Schiefer der Phyllitgneisgruppe. — q = Quarzite und quarzitischer Phyllitgneis. — gl = Laaser Glimmerschiefer. — st = Staurolithglimmerschiefer in Marmor. — a = Amphibolit. — pb = Quarzphyllit. — P = Pegmatit.

Maßstab 1:30.000.



Zeichenerklärung:

- gn = Schiefer der Phyllitgneisgruppe.
- q = Quarzite und quarzitischer Phyllitgneis.
- gl = Laaser Glimmerschiefer.
- m = Marmor.
- a = Amphibolit.
- ph = Quarzphyllit.
- s = gipsführende serizitische Phyllite.
- o = Ortierkalk.
- A = Augengneis.

Maßstab 1:31.250.